Energy, Mines and Resources Canada
Earth Physics Branch
1 Observatory Crescent
Ottawa Canada
K1A 0Y3

Énergie, Mines et Ressources Canada
Direction de la physique du globe
1 Place de l'Observatoire
Ottawa Canada
K1A 0Y3

**Geomagnetic Service of Canada**

**Service géomagnétique du Canada**

# MAGNETOTELLURIC MONITORING OF IMPEDANCE IN AN AREA OF INDUCED SEISMICITY AT MANIC 3, QUEBEC

# ENREGISTREMENT MAGNÉTOTELLURIQUE DE L'IMPÉDANCE DANS UNE ZONE DE SISMICITÉ INDUITE À MANIC 3. AU QUÉBEC

**R. D. Kurtz**
**E. R. Niblett**

**Geomagnetic Series**
**Number 25**
**Ottawa, Canada 1983**

**Série géomagnétique**
**Numéro 25**
**Ottawa, Canada 1983**

© Minister of Supply and Services Canada 1984

Available in Canada through

Authorized Bookstore Agents
and other bookstores

or by mail from

Canadian Government Publishing Centre
Supply and Services Canada
Hull, Quebec, Canada K1A 0S9

Earth Physics Branch,
Energy, Mines and Resources Canada,
1 Observatory Crescent,
Ottawa, Canada K1A 0Y3

Catalogue No. M74-32/25
ISBN 0-660-52810-X
ISSN 0704-3015

Canada: $3.50
Other countries: $4.20

Price subject to change without notice

© Ministre des Approvisionnements et Services Canada 1984

En vente au Canada par l'entremise de nos

agents libraires agréés
et autres librairies

ou par la poste au:

Centre d'édition du gouvernement du Canada
Approvisionnements et Services Canada
Hull, Québec, Canada K1A 0S9

Direction de la physique du globe,
Énergie, Mines et Ressources Canada,
1, Place de l'Observatoire,
Ottawa, Canada K1A 0Y3

N° de catalogue M74-32/25
ISBN 0-660-52810-X
ISSN 0704-3015

Canada: $3.50
Hors Canada: $4.20

Prix sujet à changement sans avis préalable.

**ABSTRACT**

Seismic activity associated with the filling of the Manic 3 reservoir north of Baie Comeau, Quebec commenced in September 1975. After the magnitude 4.1 earthquake of October 23, 1975 three magnetotelluric (MT) stations were established in the area to monitor the electrical impedance of the earth and to relate any changes with the seismic activity. Two of the stations operated for over 1.5 years. During this time it was found that if any time dependence existed, it had the nature of a linear increase in the impedance of about 11% per year. There were no significant variations observed in the angle of polarization of the telluric fields nor were there any significant changes in the geomagnetic transfer functions. After the stations were installed, the seismic activity slowly decreased to very low levels. No large earthquake was predicted by the magnetotelluric results and none occurred.

The apparent resistivity curves along the major axis of anisotropy from the three stations are nearly the same as are the minor resistivity curves from two of the stations. They are similar to other MT curves obtained in the Grenville. The major axis of anisotropy is approximately north-south at all three stations. In addition, the transfer functions are nearly identical. The MT data are consistent with a substantial conducting layer at the base of the crust.

**Résumé**

L'activité sismique associée au remplissage du réservoir de Manic 3 situé au nord de Baie Comeau, Québec, a débuté en septembre 1975. Après le tremblement de terre de magnitude 4,1, qui s'est produit le 23 octobre 1975, trois stations magnétotelluriques ont été installées sur ce territoire, pour mesurer l'impédance électrique de la terre et établir une relation entre toute variation d'impédance et l'activité séismique. Deux des stations ont fonctionné pendant plus d'un an et demi. Pendant cette période, il a été trouvé que si une dépendance de temps existait, il y avait une augmentation linéaire de l'impédance d'environ 11 % par année. Il n'y a pas eu de variations significatives observées pour l'angle de polarisation des champs telluriques ni aucun changement significatif dans les fonctions de transfert géomagnétiques. Après que les stations aient été installées, l'activité séismique a diminué lentement jusqu'à des niveaux très bas. Aucun tremblement de terre important n'a été prédit par les résultats magnétotelluriques et aucun ne s'est produit.

Les courbes de résistivité apparente le long de l'axe majeur d'anisotropie des trois stations sont presque identiques aux courbes de résistivité mineure de deux des stations. Elles sont similaires à d'autres courbes MT obtenues dans le Grenville. L'axe majeur d'anisotropie est approximativement nord-sud pour les trois stations. De plus, les fonctions de transfert sont presque les mêmes. Les données MT sont en accord avec une couche de bonne conductivité à la base de la croûte.

TABLE OF CONTENTS


| | Page |
|---|---|
| Introduction | 1 |
| Geology | 3 |
| Geophysics | 6 |
| Instrumentation | 7 |
| Impedance Results | 9 |
| Theory | 17 |
| Magnetotelluric Results | 19 |
| Minor Apparent Resistivity and Phase Curves | 26 |
| Transfer Functions | 29 |
| Conclusions | 34 |
| Acknowledgements | 34 |
| References | 36 |


TABLES


| | |
|---|---|
| Table 1 : Station Parameters | 8 |
| Table 2 : Variation Parameters for Impedance | 12 |
| Table 3 : Variation Parameters for Polarization Azimuth of the Electric Field | 14 |
| Table 4 : Variation Parameters for In-phase Component of the Transfer Function | 16 |


TABLE DES MATIÈRES


| | Page |
|---|---|
| Introduction | 1 |
| Géologie | 3 |
| Géophysique | 6 |
| Appareillage | 7 |
| Résultats des mesures d'impédance | 9 |
| Théorie | 17 |
| Résultats magnétotelluriques | 19 |
| Courbes secondaires de résistivité apparente et courbes de phase | 26 |
| Fonctions de transfert | 29 |
| Conclusions | 34 |
| Remerciements | 34 |
| Bibliographie | 36 |


TABLEAUX


| | |
|---|---|
| Tableau 1 : Paramètres de la station | 8 |
| Tableau 2 : Paramètres de variation relatifs à l'impédance | 12 |
| Tableau 3 : Paramètres de variation relatifs à l'azimut de polarisation du champ électrique | 14 |
| Tableau 4 : Paramètres de variation relatifs à la composante en phase de la fonction de transfert | 16 |

# MAGNETOTELLURIC MONITORING OF IMPEDANCE IN AN AREA OF INDUCED SEISMICITY AT MANIC 3, QUEBEC

# ENREGISTREMENT MAGNÉTOTELLURIQUE DE L'IMPÉDANCE DANS UNE ZONE DE SISMICITÉ INDUITE À MANIC 3. AU QUÉBEC

**R. D. Kurtz**
**E. R. Niblett**

## INTRODUCTION

Because of the series of small earthquakes (up to magnitude 4.1) that were associated with the filling of the Manic 3 reservoir, the Earth Physics Branch began a program to measure precursory effects in the expectation that a larger event might occur. For this reason the Division of Geomagnetism began monitoring earth resistivity using the magnetotelluric (MT) technique at two locations near the reservoir on December 17, 1975. The Manic 3 area was of particular interest because of the high possibility of an earthquake occurring in the near future and because the zone of seismic activity was well determined.

The development of the Manicouagan and Outardes River drainage basins by Hydro-Québec began in 1960. Since then 19 dams have been constructed to create 7 reservoirs with a total generating capacity of 5.5 gigawatts (see Figure 1). Manic 5 has a dam height of 214 m and a reservoir volume of $1.417 \times 10^{11}$ $m^3$. In 1970 construction of the Manic 3 dam was started. It has a height of 108 m and a volume of $1.04 \times 10^{10}$ $m^3$. A complete history of the seismic activity induced by the Manic 3 reservoir is given by Leblanc and Anglin (1978) and only a brief summary will be included here.

The general seismicity in the area is classified as moderate with most of the epicentres located near the north shore or in the St. Lawrence River. Local monitoring of the seismic activity in the area started in December, 1974 with the installation of station MNQ about 90 km north of the Manic 3 dam. No local seismicity was recorded which indicated that the filled Manic 5 reservoir was not generating any earthquakes. Filling of the Manic 3 reservoir started August 5, 1975 and by mid-September seismic events were being recorded at MNQ. On October 23, 1975 a magnitude 4.1 earthquake occurred 10 km

## INTRODUCTION

En raison de la succession de petits séismes (dont la magnitude a parfois atteint 4,1) que l'on a associés à la phase de remplissage du réservoir Manic 3, la Direction de la physique du globe a entrepris un programme de mesure des effets précurseurs, advenant la possibilité d'un séisme plus important. Pour cette raison, la Division du géomagnétisme a commencé à mesurer la résistivité du sol par la méthode magnétotellurique (MT) à deux endroits près du réservoir, le 17 décembre 1975. Le secteur de Manic 3 était particulièrement intéressant, en raison de la probabilité élevée que survienne un séisme dans un avenir prochain, et en raison de la bonne délimitation de la zone d'activité sismique.

La mise en valeur des bassins hydrographiques des rivières Manicouagan et Outardes par Hydro-Québec a commencé en 1960. Depuis, 19 barrages ont été construits, créant ainsi 7 réservoirs d'une puissance installée totale de 5,5 gigawatts (figure 1). À Manic 5, la hauteur de barrage est de 214 m, et le volume du réservoir de $1\ 417 \times 10^{11}$ $m^3$. En 1970, on a entrepris la construction du barrage Manic 3. Celui-ci a une hauteur de 180 m et un volume de $1,04 \times 10^{10}$ $m^3$. Leblanc et Anglin (1978) ont présenté l'historique complet de l'activité sismique causée par le réservoir Manic 3; on n'en donne qu'un bref résumé dans cet article.

On a classé la sismicité générale de la région comme modérée; la plupart des épicentres se trouvent près de la rive nord du Saint-Laurent ou dans le cours même de ce fleuve. Dans ce secteur, on a commencé à enregistrer l'activité sismique en décembre 1974, après l'installation d'une station MNQ à environ 90 km au nord du barrage Manic 3. On n'a enregistré aucune activité sismique locale, ce qui indique que le réservoir Manic 5, une fois rempli, n'a pas donné lieu à des séismes. Le remplissage du réservoir Manic 3 a commencé le 5 août 1975, et dès la mi-septembre, ont été enregistrés des séismes à la station

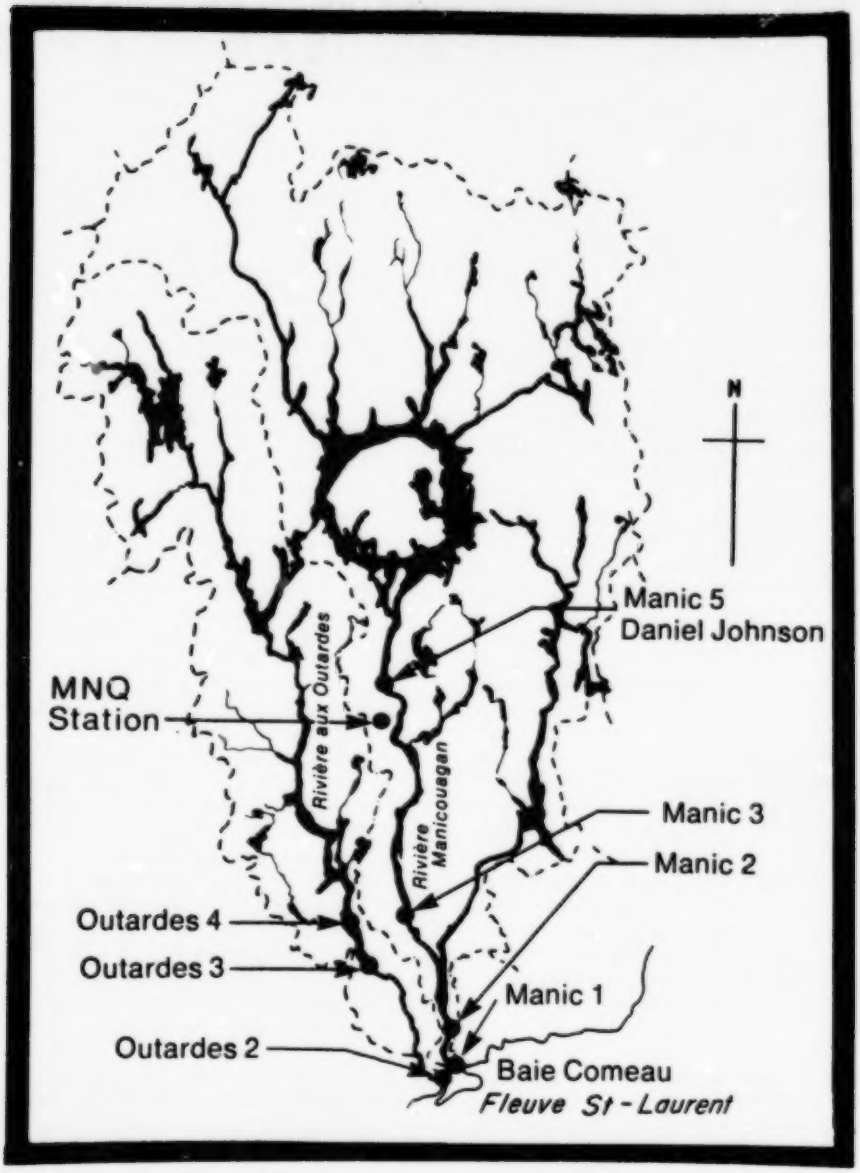


**Figure 1:** Map of the Manicouagan-Outardes hydro-electric development which shows the locations of the seven reservoirs and the Earth Physics Branch seismic station MNQ. (From Leblanc and Anglin 1978).
Carte des installations hydro-électriques de Manicouagan-Outardes, montrant l'emplacement des sept réservoirs et celui de la station sismologique MNQ de la Direction de la physique du globe. (D'après Leblanc et Anglin 1978).

north of the Manic 3 dam and was followed by a large number of smaller events in the same area (see Figure 2). Three portable seismographs were deployed within 5 hours of the Mn = 4.1 event. They showed the epicentral region was associated with the reservoir approximately 8 to 10 km north of the dam and that the activity was shallow. In September, 1976 a telemetered array of 6 seismic stations were deployed around the active zone (see Figure 3). This array confirmed the location of the epicentres and showed their depths ranged from 0.1 to 2.2 km. In October, 1976 the Telemetered magnetotelluric station was established on the island marked ILE on Figure 3 and data were transmitted along with the seismic signal to the central recording site at TAQ.

MNQ. Le 23 octobre 1975, est survenu un séisme de magnitude 4,1 à 10 km au nord du barrage Manic 3, suivis de nombreuses répliques dans le même secteur (voyez figure 2). On a déployé trois sismographes portatifs moins de cinq heures après le séisme de magnitude 4,1. Ils ont montré que la région de l'épicentre était associée au réservoir situé à environ 8 à 10 km au nord du barrage et que l'activité sismique était peu profonde. En septembre 1976, un réseau télémétrique de six stations sismologiques a été déployé autour de la zone d'activité (voyez figure 3). Ce dispositif a permis de vérifier la localisation des épicentres et a démontré qu'ils se situaient entre 0,1 et 2,2 km de profondeur. En octobre 1976, la station magnétotellurique de télémétrie a été établie sur l'île indiquée par ILE à la figure 3; les données ont été transmises en même temps que les signaux sismiques au point d'enregistrement central du TAQ.

## GEOLOGY

The area lies in the southern section of the Laurentian Highlands in the Grenville province of the Canadian Shield. The Laurentide escarpment separates the St. Lawrence Valley from the Highlands (Kumarapeli and Saull 1966). The Grenville Orogeny which occurred 950 ±150 million years ago represents the last active episode in the region. At that time the area was affected by a high-temperature and high-pressure regional metamorphism (Franconi et al. 1975). Most of the area now has the relief of a gently undulating peneplain which is presently undergoing rejuvenation as evidenced by undercutting by rivers which now have a steeply embanked profile, for example, the Manicouagan River. Crystalline rocks underlie most of the area and consist largely of gneisses, paragneisses with massive intrusions of anorthosite and gabbros. They have a northeasterly overprint which is the dominant structural feature of the whole Grenville province (Wynn-Edwards 1972). However, a suborthogonal joint system exists with northeast and north-northeast attitudes and this causes the zig-zag pattern of the Manicouagan River.

## GÉOLOGIE

Le secteur se situe dans la partie méridionale des hautes-terres Laurentiennes de la province de Grenville dans le Bouclier canadien. L'escarpement des Laurentides sépare la vallée du Saint-Laurent des hautes-terres Laurentiennes (Kumarapeli et Saull, 1966). L'orogénèse de Grenville, survenue il y a 950 ± 150 millions d'années, représente le dernier épisode d'activité tectonique de la région. À cette époque, le terrain a été soumis à un métamorphisme régional de haute température et haute pression (Franconi et coll. 1975). En majeure partie, le secteur ressemble maintenant à une pénéplaine légèrement onduleuse, qui subit actuellement un rajeunissement, comme l'indique l'incision du terrain par des cours d'eau présentant maintenant un profil fortement encaissé, par exemple, la rivière Manicouagan. Le sous-sol est principalement constitué de roches cristallines, surtout de gneiss et paragneiss que traversent des intrusions massives d'anorthosite et de gabbro. On observe une structure surimposée de direction nord-est, qui représente le trait structural dominant de toute la province de Grenville (Wynn-Edwards 1972). Cependant, il existe un réseau de diaclases suborthogonales de disposition nord-est et nord nord-est, qui a créé le parcours en zigzag de la rivière Manicouagan.

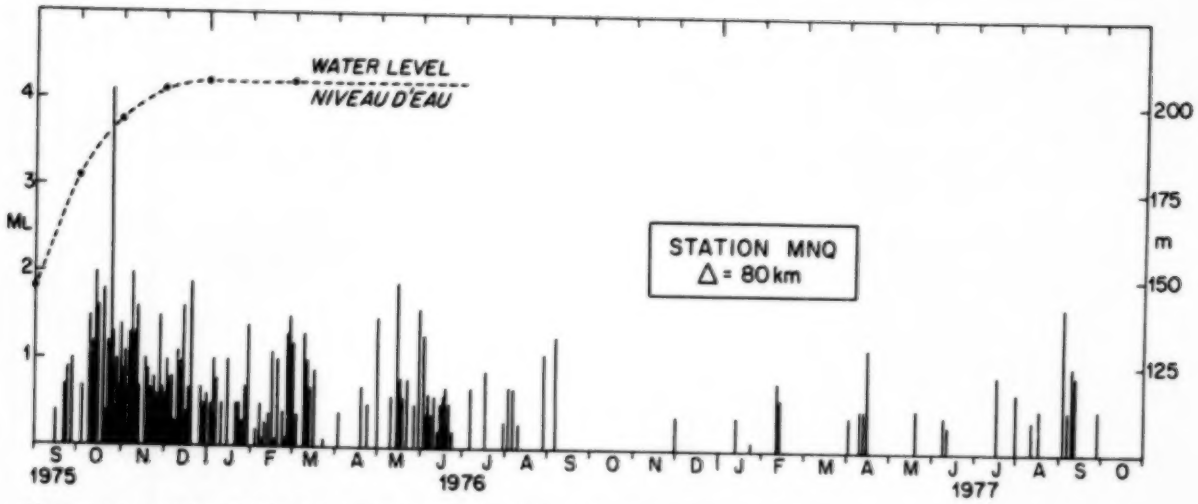


**Figure 2:** Plot of the largest daily earthquakes recorded at MNQ.
Graphique des séismes quotidiens les plus importants enregistrés par la station MNQ.

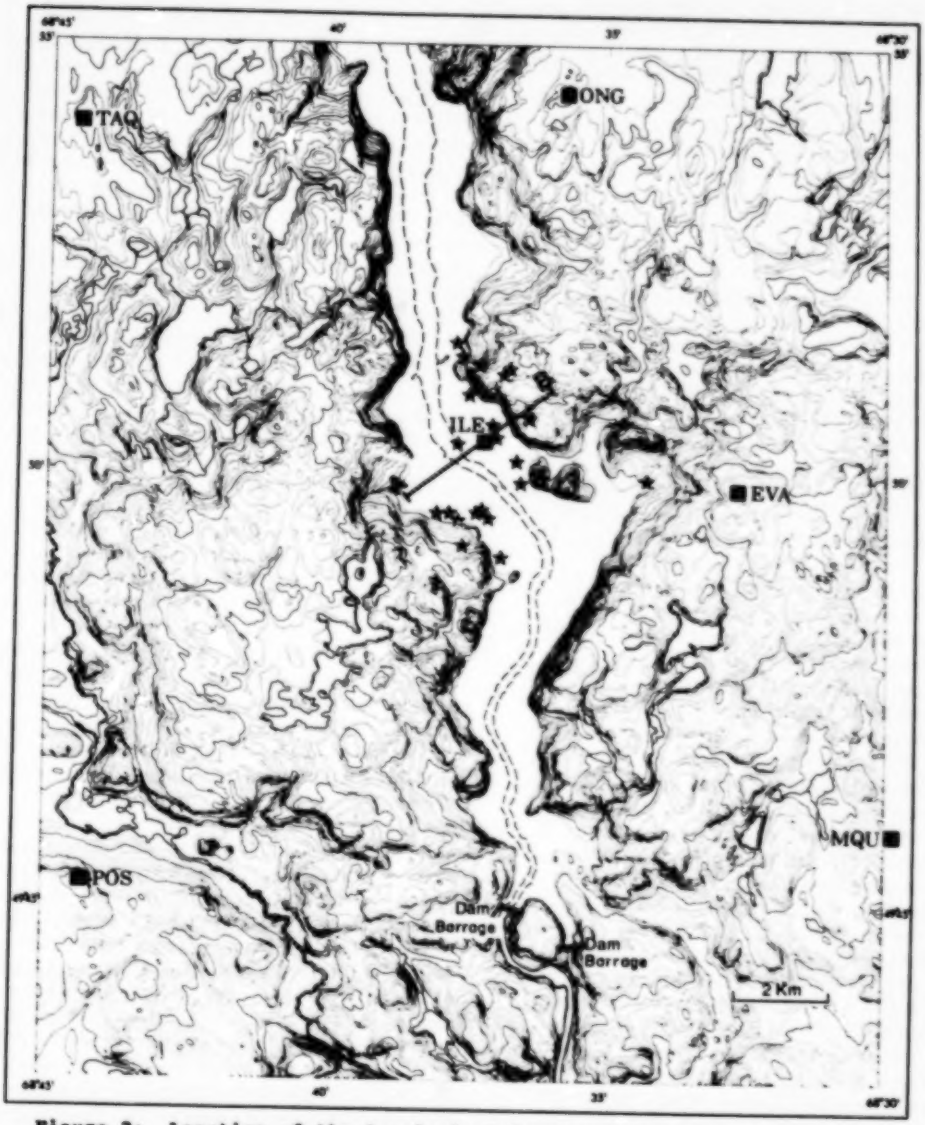


Figure 3: Location of the 6 seismic Telemetered stations (squares) and the location of some of the epicentres (stars) located by the array. The Telemetered MT station was at ILE.
Emplacement des six stations sismologiques télémétriques (carrés) et de quelques-uns des épicentres (étoiles) repérés par le réseau de stations. La station télémétrique (MT) se trouvait à ILE.

## GEOPHYSICS

The Bouguer Anomaly Map of Canada (Douglas (ed.) 1970) shows the area has an average value of -40 milligals which indicates it is isostatically compensated. In general, the anorthosite massifs are related to strong positive anomalies which indicate the presence of a basic root to these intrusions (Wynn-Edwards 1972). The aeromagnetic anomaly map for the area is typical of the Grenville province with its intricate texture and complex patterns. In general, the local anomalies closely reflect the near-surface geology. Both the Manic and Telemetered MT stations (see Figure 15) are located in zones of complex highs and lows. Outardes on the other hand is in an area of relatively low magnetic relief. Just to the north there is an east-west trending high which coincides with a large anorthosite body.

Available data on seismic reflection and refraction studies are limited. The closest information is from the southern line of the Grenville Experiment seismic refraction survey (Berry and Fuchs 1973) and passes approximately 47 km north of the Manic MT station. Their interpretation revealed a rapid velocity increase in the top couple of kilometres of bedrock from 5.5 to 6.1 km/s. This is a common feature in Canada wherever the bedrock is close to the surface (Berry and Mair 1977). Below this the velocity becomes nearly constant at approximately 6.2-6.3 km/s until a well developed low-velocity zone is encountered at about 5 km. This may be caused by an increase in pore pressure in the rock. Below this layer the velocity is nearly constant at 6.3 km/s down to 20 km. The velocity of the lower crust increases with depth until at the base of the crust (approximately 38 km) there is a suggestion of a low velocity zone (Berry and Fuchs 1973, Jordan and Frazer 1975). This may be related to the presence of electrically conductive layers as reported by Hyndman and Hyndman (1968), Dowling (1970), van Zijl (1977) and Kurtz (1982). The

## GÉOPHYSIQUE

La carte des anomalies de Bouguer au Canada (Douglas (ed.) 1970) montre que le territoire est caractérisé par une valeur moyenne de -40 milligals indiquant un rajustement isostatique. En général, il existe une corrélation entre les massifs anorthositiques et de fortes anomalies positives, démontrant que ces intrusions ont des racines de caractère basique (Wynn-Edwards 1972). Dans la région, la carte des anomalies aéromagnétiques est typique de la province de Grenville, qui est caractérisée par des structures et une configuration complexes. En général, les anomalies locales reflètent étroitement la géologie de subsurface. Les stations de Manic et les stations télémétriques (voyez figure 15) se trouvent toutes deux dans des zones de maxima et minima complexes. Par ailleurs, la rivière Outardes se situe dans une zone de relief magnétique relativement faible. Immédiatement au nord, on observe un maximum de direction est-ouest, qui coincide avec un vaste corps anorthositique.

On ne dispose que d'une quantité limitée de données de sismique-réflexion et sismique-réfraction. La meilleure information vient de la limite sud de levé de sismique-réfraction effectué dans le cadre de l'expérience sur la province de Grenville (Berry et Fuchs 1973); cette limite passe approximativement à 47 km au nord de la station MT de Manic. L'interprétation de ces données a montré que la vitesse des ondes sismiques augmentait rapidement dans les deux kilomètres supérieurs du soubassement, soit de 5,5 à 6,1 km/s. On observe souvent ce phénomène au Canada, là où le soubassement se rapproche de la surface (Berry et Mair 1977). À plus grande profondeur, la vitesse devient presque constante et se stabilise à environ 6,2-6,3 km/s, jusqu'à une zone bien définie, située à environ 5 km de profondeur, où la vitesse de propagation des ondes est faible. Cet effet résulte peut-être d'une augmentation de la pression interstitielle dans le roc. Au-dessous de cette couche, la vitesse est presque constante (6,3 km/s) jusqu'à 20 km de profondeur. La vitesse augmente dans la croûte inférieure en fonction de la profondeur, jusqu'à la base de la croûte (environ 38 km de profondeur), où semble apparaître une zone de faible vitesse de propagation (Berry et Fuchs 1973, Jordan et Fraser 1975). Cet effet résulte peut-être de la présence de couches conductrices de l'électricité, comme l'ont indiqué Hyndman et Hyndman (1968), Dowling (1970), van Zijl (1977) et Kurtz (1982). La transition entre les roches crustales et les roches du manteau se traduit par une augmentation signi-

transition from crustal to mantle rocks is marked by a significant increase in velocity to well over 8 km/s.

## INSTRUMENTATION

Each MT station consisted of a magnetometer and a telluric system. The magnetometer was a three-component fluxgate (Trigg et al. 1970) which measured the magnetic north-south, east-west and vertical components of the earth's geomagnetic field variations. The telluric system (Trigg 1972) measured the potential differences between electrodes buried in the ground (Table 1). The 5 channels of data were sampled once a minute at the Manic and Outardes stations (see Figure 15) and recorded on digital cassettes. The data from the Telemetered station were multiplexed and transmitted to TAQ where they were recorded on FM tape. The FM tape data were digitized in the Seismology Division's laboratories and then run through a program to identify and separate each of the 5 channels.

Suitable locations for stations were very limited due to the rugged terrain and lack of access roads. In addition, the main roads often serve as corridors for the power transmission lines and it is best to establish magnetotelluric stations as far as possible from them. The Manic station was located approximately 3 km to the east of Highway 389. It was serviced by four-wheel drive vehicles in the summer and snowmobiles in the winter. The reference station, Outardes, was 9 km west of Highway 389 on the Outardes-3 road. This station was 20 km from the dam and therefore should not be affected by the impounding of water in the Manic 3 reservoir.

Many problems were encountered in keeping the Manic and Outardes stations running properly. The cassette recorders malfunctioned and the magnetometer sensing heads kept tilting because of their initial installation in semi-frozen sand. Animals were fond of the telluric lines and persistently chewed through them. In addition, all wires, electrodes and the magnetometer sensing head were stolen from

ficative de la vitesse jusqu'à bien plus de 8 km/s.

## APPAREILLAGE

Chaque station magnétotellurique (MT) comprend un magnétomètre et un réseau d'enregistrement tellurique. Le magnétomètre est du type fluxgate à trois composantes (Trigg et coll. 1970), et permet de mesurer les composantes magnétiques nord-sud, est-ouest et verticale des variations du champ géomagnétique terrestre. Le réseau tellurique (Trigg 1972) permet de mesurer les différences du potentiel entre des électrodes enfouies dans le sol (tableau 1). Les cinq voies de données ont été échantillonnées une fois par minute dans les stations de Manic et d'Outardes (voyez figure 15), et enregistrées en numérique sur des cassettes. Les données de la station télémétrique ont été multiplexées et transmises au TAQ, où elles ont été enregistrées sur ruban FM. Les données contenues dans les rubans FM ont été numérisées dans les laboratoires de la Division de sismologie, puis traitées dans un programme, de façon à ce que soient identifiées et séparées chacune des cinq voies.

Il existait peu d'endroits convenant à l'établissement de stations, en raison de la topographie accidentée et de l'absence de routes d'accès. En outre, les routes principales servent souvent de couloirs aux lignes de transport du courant électrique, et il est préférable d'établir les stations magnétotelluriques aussi loin que possible de celles-ci. La station de Manic se situait à environ 3 km à l'est de la route 389. Elle était desservie par des véhicules à quatre roues motrices en été, et des motoneiges en hiver. La station de référence d'Outardes, se situait à 9 km à l'ouest de la route 389 sur la route d'Outardes 3. Distante ainsi d'une vingtaine de kilomètres du barrage, cette station ne devrait donc pas subir l'effet de la retenue du réservoir de Manic 3.

On a rencontré de nombreux problèmes lors des essais d'exploitation continue des stations de Manic et d'Outardes. Les enregistreurs à cassette n'ont pas bien fonctionné, et les têtes sensibles des magnétomètres se sont continuellement inclinées, étant donné qu'elles avaient initialement été installées dans des sables semi-gelés. Les animaux aimaient s'installer sur les lignes telluriques et les ont sans cesse mâchonnées. En outre, tous les fils électriques et électrodes, ainsi que la tête sensible du magnétomètre, ont été volés à la station d'Outardes le

TABLE 1/TABLEAU 1

Station Parameters/Paramètres de la station

| Station<br>Station | Period of Operation<br>Période d'exploitation | Location<br>Emplacement<br>Latitude | <br><br>Longitude | Telluric Line Length<br>Longueur des lignes telluriques<br>N-S | <br><br>E-W | Declination<br>Déclination | Average Skew<br>Asymétrie moyenne | θ<br>θ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Manic<br>Manic | 17/12/75 - 31/08/77 | 49°50.9' | 68°42.8' | 231 m | 216 m | 23°30'W | .15 | 17° |
| Outardes<br>Outardes | 19/12/75 - 31/08/77 | 49°34.5' | 68°41.8' | 307 m | 258 m | 23°20'W | .6 | 7° |
| Telemetered Station<br>télémétrique | 16/10/76 - 14/08/77 | 49°50.3' | 68°37.2' | 177 m | 218 m | 23°30'W | 0.25-0 | 25° |

the Outardes station on May 5, 1976. As a result, in July all telluric lines were buried at both stations.

## IMPEDANCE RESULTS

The cassettes were returned to Ottawa where the data were transcribed to 9-track tapes, edited and plotted. The plots were examined for 12 hour stretches of good magnetic activity that were free from noise and had minimum activity on the vertical magnetic component. This is one of the criteria for the magnetic source field to be spatially uniform. Band averaged auto- and crosspower estimates were then computed for each 12 hour section. Any estimates that had power less than a specified minimum were rejected. In addition, any estimates which produced a multiple coherency between computed and measured electric fields less than 0.9 were rejected (Reddy et al. 1976). The impedance tensor elements were then calculated (Sims et al. 1971) and these were averaged for all the 12 hour sections that were available for each cassette and standard deviations were computed. These elements $Z_{xx}$, $Z_{xy}$, $Z_{yx}$ and $Z_{yy}$ were derived in the usual manner from an assumed linear relationship between telluric and horizontal magnetic components given by

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y.$$

$E_x$ and $E_y$ are the telluric components and $H_x$ and $H_y$ the horizontal magnetic components with x and y the measuring axes in geomagnetic north and east. The polarization characteristics (Fowler et al. 1967) of the electric and magnetic fields may also be calculated from the auto- and crosspowers.

The impedances shown in Figures 4 and 5 for Manic and Outardes are measured in the magnetic north-south direction because field problems prevented the east-west telluric signal from being recorded for several months at both these stations. However, for the Telemetered station all magnetic and telluric components were usually available and the impedances shown are in the direction of the major axis of anisotropy. The impedances have been

5 mai 1976. C'est pourquoi on a enfoui en juillet toutes les lignes telluriques des deux stations.

## RÉSULTATS DES MESURES D'IMPÉDANCE

On a renvoyé les cassettes à Ottawa, où les données ont été transcrites sur des rubans magnétiques à neuf pistes, puis éditées et représentées graphiquement. On a examiné les graphiques correspondant à des intervalles de 12 heures d'activité magnétique importante, sans bruit de fond, l'activité étant minimum suivant la composante magnétique verticale. Cela est l'un des critères pour que le champ de la source magnétique soit uniforme dans l'espace. On a alors estimé les valeurs de la puissance autonome (autopower) et réciproque (crosspower), dont la moyenne a été calculée sur la bande de fréquences choisie, à chaque intervalle de 12 heures. On a rejeté toute estimation de puissance inférieure au minimum spécifié. En outre, on a rejeté toute estimation indiquant une cohérence multiple entre les champs électriques calculés et mesurés, inférieure à 0,9 (Reddy et coll. 1976). On a alors calculé les éléments du tenseur d'impédance (Sims et coll. 1971), et établi leur moyenne sur tout intervalle de 12 heures enregistré sur chacune des cassettes, et calculé les écarts-types. On a dérivé ces éléments $Z_{xx}$, $Z_{xy}$, $Z_{yx}$ et $Z_{yy}$ de la façon habituelle, à partir d'une relation linéaire hypothétique entre les composantes telluriques et les composantes magnétiques horizontales données par les formules

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y.$$

$E_x$ et $E_y$ étant les composantes telluriques, et $H_x$ et $H_y$ les composantes magnétiques horizontales; x et y les axes de coordonnées suivant le nord et l'est géomagnétiques. On peut aussi calculer à partir des données autopower et crosspower les caractéristiques de polarisation (Fowler et coll. 1967) des champs électrique et magnétique.

On a mesuré dans la direction magnétique nord-sud les impédances indiquées aux figures 4 et 5 pour les stations de Manic et d'Outardes, des difficultés apparues sur le terrain ayant empêché l'enregistrement du signal tellurique est-ouest pendant plusieurs mois dans les deux stations. Toutefois, on a généralement pu obtenir toutes les composantes magnétiques et telluriques applicables à la station télémétrique; les impédances indiquées suivent la direction

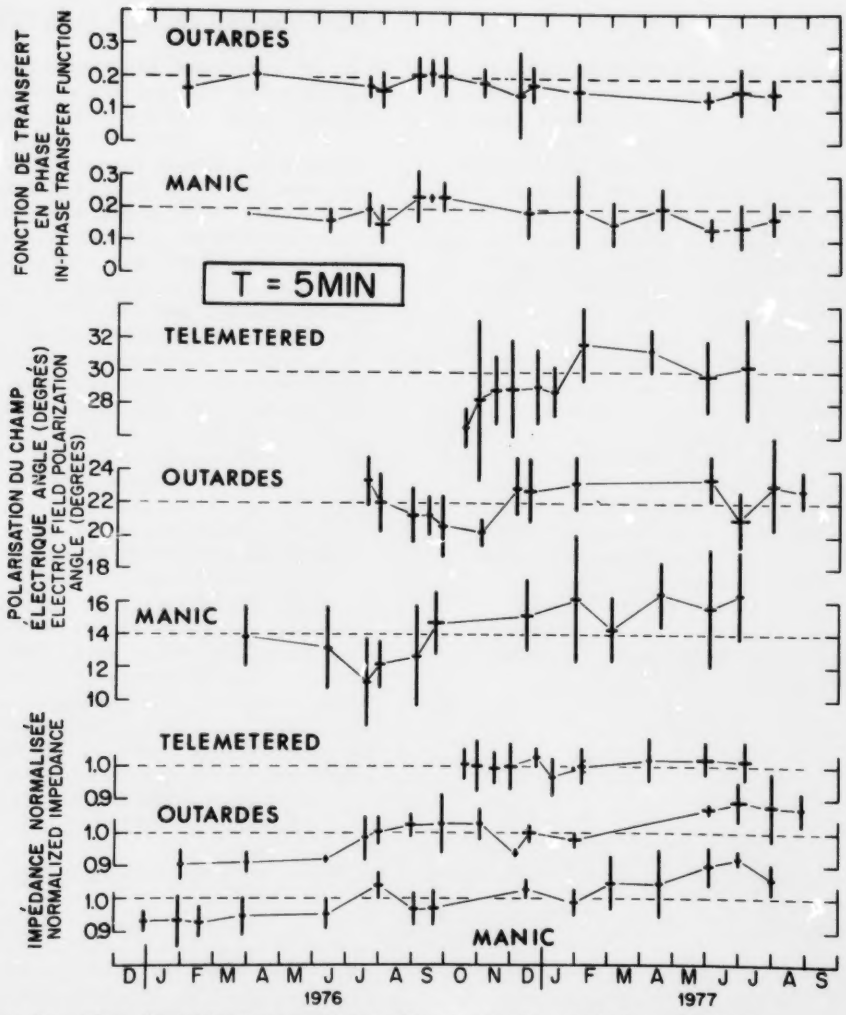


**Figure 4:** Time-dependent parameters for 5 minute period variations. Lower three curves: normalized impedance. Middle 3 curves: angle clockwise from magnetic north of the major axis of the polarization ellipse of the telluric fields. Upper two curves: amplitude of the in-phase transfer functions. Vertical error bars are two standard deviations in length. Horizontal bars represent amount of data averaged. Paramètres temporels applicables aux variations enregistrées pendant cinq min. Trois courbes inférieures: impédance normalisée. Trois courbes moyennes: angle mesuré dans le sens dextrogyre, à partir du nord magnétique du grand axe de l'ellipse de polarisation des champs telluriques. Deux courbes supérieures: amplitude des fonctions de transfert en phase. Les barres d'erreur verticales ont une longueur équivalente à deux écarts-types. Les barres horizontales représentent la quantité de données dont on a établi la moyenne.

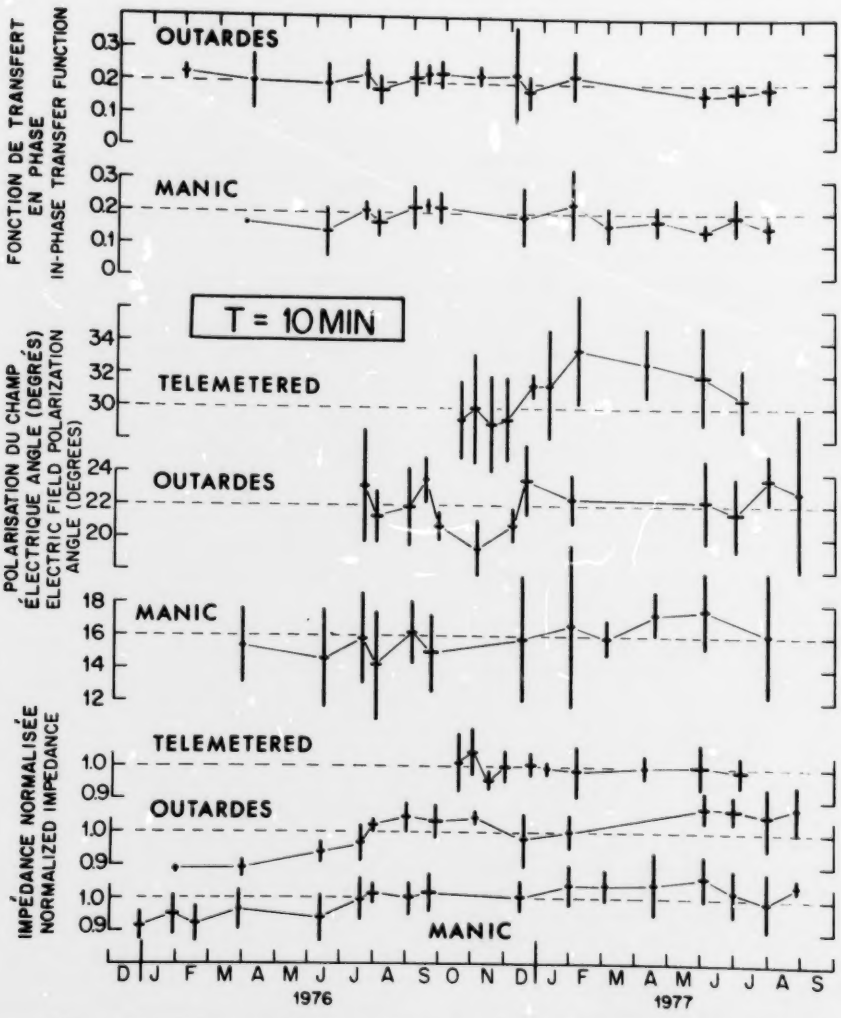


**Figure 5:** **Same as Figure 4 for 10 minute period variations.**
**Identique à la figure 4 pour les variations de 10 min.**

TABLE 2/TABLEAU 2

Variation Parameters for Impedance ($Z_p$ mV/km.nT)
Paramètres de variation relatifs à l'impédance ($Z_p$ mV/km.nT)

| | 5 Minute Period / Périodes de 5 min | | | 10 Minute Period / Périodes de 10 min | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Manic / Manic | Outardes / Outardes | Telemetered Station / télémétrique | Manic / Manic | Outardes / Outardes | Telemetered Station / télémétrique |
| $\bar{Z}_p$ | 3.95 | 3.53 | 4.66 | 2.78 | 2.58 | 3.37 |
| N | 15 | 15 | 10 | 17 | 15 | 10 |
| $\phi$ | 0.24 | 0.21 | 0.076 | 0.12 | 0.17 | 0.070 |
| $\bar{\sigma}$ | 0.21 | 0.16 | 0.263 | 0.15 | 0.13 | 0.178 |
| $\sigma_{max}$ | 0.42 | 0.37 | 0.361 | 0.27 | 0.26 | 0.302 |
| $\phi/\bar{\sigma}$ | 1.14 | 1.35 | 0.289 | 0.76 | 1.27 | 0.393 |
| $\phi'/\bar{\sigma}$ | 0.49 | 0.74 | 0.265 | 0.48 | 0.79 | 0.377 |
| B | 11.3 | 11.8 | - | - | 11.7 | - |
| R | 0.90 | 0.83 | - | - | 0.78 | - |

normalized to the averages shown in Table 2 and the error bars are 2 standard deviations in length. The horizontal bars are proportional to the number of 12 hour sections used to calculate the impedance value. The direction of maximum impedance, $\theta$, measured clockwise from magnetic north is plotted as a function of period in Figures 8, 9 and 10. The average value of this azimuth is also shown in Table 1 and in Figure 16 for each recording station.

Plotted above the normalized impedances in Figures 4 and 5 are the azimuths of the electric field polarization ellipse. Above these are the in-phase components of the magnetic transfer function. Turning to the normalized impedance results, it can be seen that all three stations appear to have a time dependent variation in the amplitude, and Manic and Outardes also show a slowly increasing linear trend. To indicate whether or not the measured time variations are significant the r.m.s. deviation, $\phi$, of the individual values of impedance about the mean was computed where

$$\phi = \left\{ \sum_{i=1}^{N} \frac{(Z_{pi} - \bar{Z}_p)^2}{N} \right\}^{1/2}$$

Here N is the total number of impedance estimates in the time sequence, $Z_{pi}$ is an individual measured value, and $\bar{Z}_p$ is the arithmetic mean. Values of $\bar{Z}_p$, N, $\sigma$, and $\sigma_{max}$ are illustrated in Table 2 for all 3 stations for both 5 and 10 minute periods. $\bar{\sigma}$ is the mean of all N standard deviations and $\sigma_{max}$ is the largest. $\bar{Z}_p$ is expressed in its measured units (mv/km.nT). The ratio $\phi/\bar{\sigma}$ is a measure of the significance of the variability of $Z_p$, the inference being that the measured values are time dependent if $\phi/\bar{\sigma} > 1$.

At Outardes for both 5 and 10 minute period variations and at Manic for the 5 minute period, $\phi$ lies between $\bar{\sigma}$ and $\sigma_{max}$, suggesting that time dependence is a possibility. At the Telemetered station there is no suggestion of a time dependence at either period. Least squares straight lines have been fitted to the data. B represents the slope of the linear trend (expressed as percentage change per year). R is the correlation coefficient which gives a measure of the degree to

de l'axe principal d'anisotropie. On a normalisé les impédances par rapport aux moyennes données au tableau 2, et les barres d'erreur ont deux écarts-types de longueur. Les barres horizontales sont proportionnelles au nombre d'intervalles de 12 heures utilisés pour calculer la valeur de l'impédance. La direction d'impédance maximum $\theta$, mesurée dans le sens dextrogyre à partir du nord magnétique, est représentée sous forme d'une fonction de la période aux figures 8, 9 et 10. La valeur moyenne de cet azimut apparaît aussi au tableau 1 et à la figure 16 pour chaque station d'enregistrement.

Aux figures 4 et 5, les azimuts de l'ellipse de polarisation du champ électrique sont représentés au-dessus des impédances normalisées. Au-dessus de ceux-ci, sont représentées les composantes en phase de la fonction de transfert magnétique. En examinant les résultats de l'impédance normalisée, on voit que chacune des trois stations semble manifester une variation d'amplitude en fonction du temps; les stations de Manic et d'Outardes montrent aussi une tendance linéaire légèrement positive. Pour indiquer si les variations temporelles mesurées sont importantes ou non, on a calculé l'écart moyen quadratique $\phi$ des valeurs individuelles de l'impédance au voisinage de la moyenne,

$$\phi = \left\{ \sum_{i=1}^{N} \frac{(Z_{pi} - \bar{Z}_p)^2}{N} \right\}^{1/2}$$

Ici, N est le nombre total d'estimations de l'impédance suivant la séquence temporelle, Zpi est une valeur mesurée individuellement, $\bar{Z}_p$, la moyenne arithmétique. Au tableau 2, sont illustrées les valeurs $\bar{Z}_p$, N, $\sigma$ et $\sigma_{max}$ pour chacune des 3 stations, pendant les périodes de 5 et de 10 minutes. $\bar{\sigma}$ est la moyenne de tous les écarts-types N, et $\sigma_{max}$ est le plus grand. On a exprimé $\bar{Z}_p$ en fonction de ses unités de mesure (mv/km.nT). Le rapport $\phi/\bar{\sigma}$ est une façon d'évaluer la dimension de la variabilité de $Z_p$, en admettant que les valeurs mesurées sont fonction du temps si $\phi/\bar{\sigma} > 1$.

À la station d'Outardes, à la fois pour les variations enregistrées pendant des périodes de 5 et 10 minutes, et à Manic, pendant des périodes de 5 minutes, $\phi$ se situe entre $\bar{\sigma}$ et $\sigma_{max}$, ce qui indique la possibilité d'une fonction du temps. Quant à la station télémétrique, il ne semble pas que le temps joue un rôle pendant l'une ou l'autre période. On a ajusté les données en employant la méthode des moindres carrés. B représente la pente de la tendance linéaire (exprimée par une

TABLE 3/TABLEAU 3

Variation Parameters for Polarization Azimuth of the Electric Field. α is Positive East of North
Paramètres de variation relatifs à l'azimut de polarisation du champ électrique. α est positif dans la direction nord-est

| | 5 Minute Period / Périodes de 5 min | | | 10 Minute Period / Périodes de 10 min | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Manic / Manic | Outardes / Outardes | Telemetered Station / télémétrique | Manic / Manic | Outardes / Outardes | Telemetered Station / télémétrique |
| $\bar{\alpha}$ | 14.3° | 22.16° | 29.3° | 15.9° | 22.08° | 30.9° |
| N | 12 | 13 | 10 | 12 | 13 | 10 |
| $\phi$ | 1.70 | 1.11 | 1.40 | 0.97 | 1.26 | 1.49 |
| $\bar{\sigma}$ | 2.48 | 1.64 | 2.41 | 2.74 | 2.11 | 2.61 |
| $\sigma_{max}$ | 3.90 | 2.81 | 4.95 | 4.90 | 4.80 | 3.44 |
| $\phi/\bar{\sigma}$ | .68 | 0.67 | 0.58 | 0.35 | 0.60 | 0.57 |
| $\phi'/\bar{\sigma}$ | 0.44 | 0.64 | 0.43 | 0.25 | 0.58 | 0.49 |
| B | - | - | - | - | - | - |
| R | - | - | - | - | - | - |

which $Z_p$ and time are linearly related and $\phi'/\bar{\sigma}$ is the variability ratio re-computed after removal of the linear trend from the data. $\phi'/\bar{\sigma}$ is much less than unity at all the stations at both periods. Thus if any time dependence exists at Manic and Outardes it has the nature of a linear increase in the impedance of about 11% per year.

Table 3 presents the same variation parameters for the angle of polarization of the electric field measured clockwise from magnetic north. If there is a zone in which the resistivity of the earth is changing it could affect the distribution of internal currents. Hence, depending on the location of the MT station with respect to the zone, substantial changes in the polarization direction are possible (Honkura 1976). However, Table 3 shows that no significant time-variations were observed at 5 or 10 minute periods.

Table 4 shows the variation parameters for the in-phase component of the transfer function. Magnetic field variations induce electric currents in the earth. The magnetic field recorded at the surface is therefore a combination of external and internal fields. In regions where lateral changes in conductivity occur, the induced currents will flow preferentially in zones of higher conductivity, causing anomalous vertical and/or horizontal magnetic fields.

The correlated parts of the vertical and horizontal variations are determined and from this a normalized vertical component is calculated which is referred to as the transfer function (Everett and Hyndman 1967) and is in general complex and frequency dependent. The in-phase and quadrature parts of the transfer function can each be displayed pictorially by an induction arrow which has a length proportional to the amplitude and a direction that is parallel to the component of the horizontal field that best correlates with the vertical field. It can be defined in such a way that the in-phase component points towards regions of high conductivity. If sufficient data are analysed, correlations in the external fields are averaged out and what remains are correlations caused by internal structures. As can be seen in Figures 4

variation annuelle en pourcentage). R est le coefficient de corrélation qui indique le degré auquel $Z_p$ et le temps sont liés de façon linéaire, et $\phi'/\bar{\sigma}$ est le quotient de variabilité recalculé après élimination des données relatives à la tendance linéaire. $\phi'/\bar{\sigma}$ est bien inférieur à l'unité dans toutes les stations, pour l'une et l'autre période. Donc, s'il existe une dépendance du temps à Manic et à Outardes, elle se manifeste sous forme d'accroissement linéaire de l'impédance, d'environ 11 % par an.

Le tableau 3 présente les mêmes paramètres de variations pour l'angle de polarisation du champ électrique mesuré dans le sens dextrogyre à partir du nord magnétique. S'il existe une zone dans laquelle la résistivité du globe change, cela pourrait modifier la distribution des courants internes. Donc, suivant l'emplacement de la station magnéto-tellurique (MT) par rapport à la zone, il est possible que la direction de polarisation subisse des changements substantiels (Honkura 1976). Cependant, le tableau 3 montre que l'on n'a observé aucune variation significative en fonction du temps pendant des périodes de 5 ou de 10 minutes.

Le tableau 4 montre les paramètres de variation de la composante en phase de la fonction de transfert. Les variations du champ magnétique induisent des courants électriques dans la croûte terrestre. Donc, le champ magnétique enregistré en surface est une combinaison des champs externes et internes. Dans les régions où se manifestent des variations latérales de la conductivité, les courants induits circulent de façon préférentielle dans les zones de plus grande conductivité, et créent des champs d'anomalies magnétiques verticaux et horizontaux.

On détermine donc les éléments corrélatifs des variations verticales et horizontales, et l'on en déduit une composante verticale normalisée, que l'on appelle fonction de transfert (Everett et Hyndman, 1967); en général, celle-ci est complexe et fonction de la fréquence. Les parties en phase et en quadrature de la fonction de transfert peuvent être graphiquement représentées par une flèche d'induction ayant une longueur proportionnelle à l'amplitude et une direction parallèle à la composante du champ horizontal correspondant le mieux au champ vertical. On peut la définir de telle façon que la composante en phase soit orientée vers les régions de forte conductivité. Si l'on analyse une quantité suffisante de données, on peut établir des corrélations moyennes entre les champs extérieurs, et il ne reste que les corrélations causées par

TABLE 4/TABLEAU 4

Variation Parameters for In-phase Component of the Transfer Function
Paramètres de variation relatifs à la composante en phase de la fonction de transfert

| | 5 Minute Period Périodes de 5 min | | 10 Minute Period Périodes de 10 min | |
|---|---|---|---|---|
| | Manic Manic | Outardes Outardes | Manic Manic | Outardes Outardes |
| $\bar{T}$ | .181 | .176 | .183 | .205 |
| N | 13 | 14 | 13 | 15 |
| $\phi$ | .031 | .023 | .027 | .022 |
| $\bar{\sigma}$ | .057 | .060 | .052 | .052 |
| $\sigma_{max}$ | .113 | .131 | .105 | .147 |
| $\phi/\bar{\sigma}$ | .532 | .392 | .529 | .433 |
| $\phi'/\bar{\sigma}$ | .497 | .336 | .524 | .382 |
| B<br>- | -<br>- | - | - | - |
| R<br>- | -<br>- | - | - | - |

and 5 and Table 4, no significant changes occurred in the transfer functions.

## THEORY

The last section showed that some changes in impedance did occur at the Manic and Outardes stations. What might be expected from a zone of induced seismicity? While many large reservoirs have not produced any known change in seismic activity, approximately 10% of reservoirs with dam heights greater than 100 m have caused some activity (Buchbinder 1977). A well-documented example is the earthquake of magnitude 5 related to the Hoover Dam in Arizona which occurred about 3 years after filling started (80% full). One of the most famous cases is the Koyna Dam in India which caused a magnitude 6.3 earthquake 4 years after filling commenced. Rothé (1970, 1973), Gupta and Rastogi (1976) and Simpson (1976) have given good reviews on seismicity at large reservoirs. It appears that whether or not a dam will produce seismic activity depends in a complex way on the pre-existing stress, geological and hydrological conditions, the dimensions of the reservoir and rates of change of water level. A necessary requirement seems to be an existing tectonic stress field close to the maximum that can be supported by the rock. The impounded water can trigger the seismic activity by its added weight or by the effect of increased fluid pressure in ground water which reduces the effective stress in the rock. Kisslinger (1976) also suggests stress corrosion in silicate rocks may be the cause of activity which occurs soon after impoundment begins. The hydration of silicon-oxygen molecules is responsible for the weakening of the material and leads to static fatigue.

At the Manic 3 dam there was no known previous seismic activity in the reservoir area. Since earthquakes occurred so soon after impounding began the triggering must have been due to fluid injection (Buchbinder 1977). If the fluid caused a change in the bulk conductivity of the reservoir zone then we might expect to

les structures internes. Comme le montrent les figures 4 et 5 et le tableau 4, il ne s'est produit aucune variation significative des fonctions de transfert.

## THÉORIE

Dans le dernier paragraphe, on a montré que quelques variations de l'impédance sont apparues dans les stations de Manic et d'Outardes. À quoi pourrait-on s'attendre dans une zone de sismicité induite? Tandis que la plupart des grands réservoirs n'ont pas produit de variations connues d'activité sismique, environ 10 % de ceux où la hauteur du barrage dépasse 100 m ont donné lieu à une certaine activité (Buchbinder, 1977). Un exemple bien documenté est celui d'un séisme de magnitude 5 en relation avec le barrage Hoover (Hoover Dam) en Arizona, séisme qui s'est produit environ trois ans après le remplissage du barrage (à 80 %). L'un des cas les plus fameux est celui du barrage de Koyna en Inde, qui a provoqué un séisme de magnitude 6,3 quatre années après le commencement de son remplissage. Rothé (1970, 1973), Gupta et Rastogi (1976) et Simpson (1976) ont bien décrit les problèmes de sismicité causés par les grands réservoirs. Il semble que l'activité sismique produite par un barrage dépende de façon complexe des contraintes pré-existantes, des conditions géologiques et hydrologiques, des dimensions du réservoir et de la vitesse des variations limnimétriques. La condition nécessaire pour qu'il y ait une activité sismique, semble être l'existence d'un champ de contraintes tectoniques proche du maximum que peut supporter la roche. Les eaux retenues peuvent déclencher cette activité sismique, en raison du poids supplémentaire qu'elles imposent au terrain, ou de l'accroissement de la pression exercée par les eaux souterraines qui réduit les contraintes effectives s'exerçant sur la roche. Kisslinger (1976) a aussi suggéré que la corrosion des roches silicatées engendrée par les contraintes pourrait expliquer l'activité sismique qui se manifeste peu après la retenue des eaux. L'hydratation des molécules constituées de silicium et d'oxygène expliquerait l'affaiblissement des matériaux et les effets de fatigue statique.

Au réservoir de Manic 3, aucune activité sismique n'a été observée à notre connaissance dans la région du réservoir. Étant donné que des séismes se sont produits si peu de temps après le début de la retenue des eaux, ils ont dû être déclenchés par l'injection de fluides (Buchbinder, 1977). Si les fluides ont effectivement provoqué une variation de la conductivité apparente

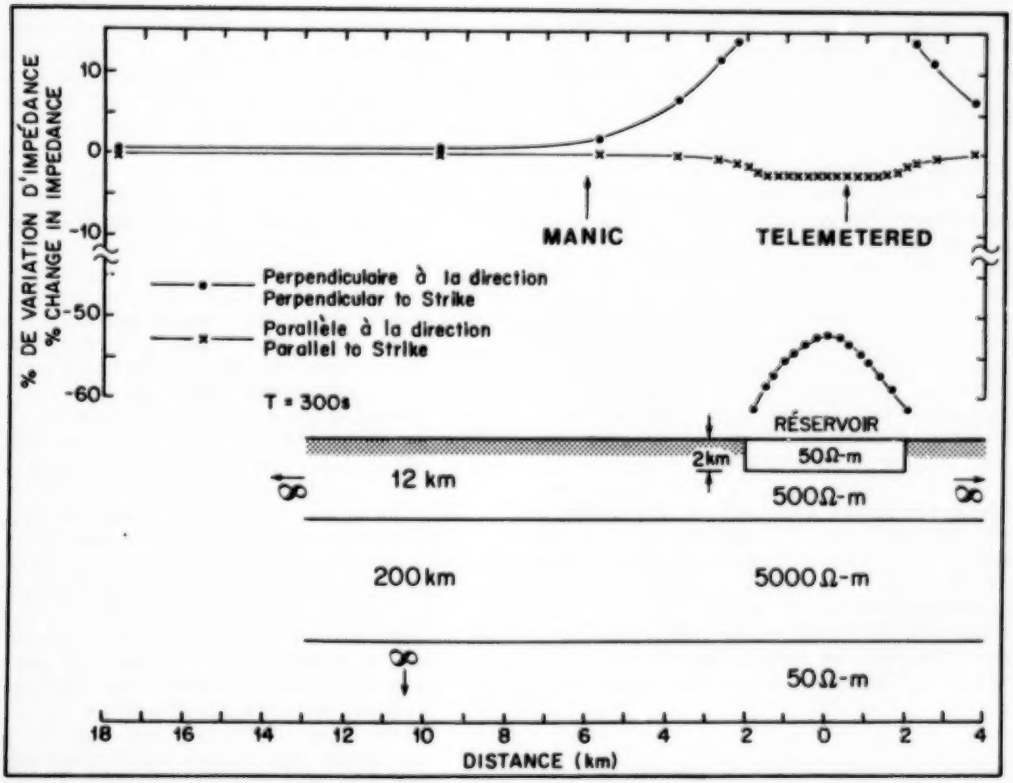


**Figure 6:** **Two dimensional MT results for the case when the resistivity of the reservoir zone decreases by an order of magnitude.**
**Résultats magnétotelluriques (MT) bidimensionnels, applicables au cas où la résistivité de la zone du réservoir diminue d'un ordre de grandeur.**

detect changes in impedance by the MT method.

Suppose the zone over which fluid saturation occurs can be represented as shown in Figure 6 by a rectangular prism 4 km wide and 2 km thick. For induction purposes the length will be considered infinite with the strike in the north-south direction parallel to the reservoir. If the resistivity in the zone decreases by an order of magnitude then Figure 6 shows that the impedance measured parallel to the reservoir changes very little at the Manic or Telemetered stations. However the impedance measured perpendicular to the reservoir decreases by over 50% at the Telemetered station but only increases a few per cent at the Manic station.

If an increase in resistivity should occur in the reservoir zone because of closing of pore spaces by the weight of water or because of fresh water replacing a conducting solution, the model gives the results shown in Figure 7. Again the impedance parallel to the reservoir shows little change. The impedance perpendicular to the reservoir increases by over 400% in the vicinity of the Telemetered station.

It must be emphasized that the above is only an example to give an idea of the changes in impedance that might be possible. If the reservoir zone were bigger and deeper, the changes at Manic could be larger. Other structures can affect the impedance measurements in unpredictable ways.

## MAGNETOTELLURIC RESULTS

While the main purpose of this experiment was to monitor time changes in impedance, the MT results also provide an opportunity to investigate crustal and upper mantle structure at the three recording sites. A combined interpretation of all available MT data from the Grenville north of the St. Lawrence River has been given by Kurtz (1982). Here we will discuss only the structural implications of the Manicouagan results.

aux alentours du réservoir, nous devrions pouvoir déceler des modifications de l'impédance en employant la méthode magnétotellurique (MT).

Supposons que la zone dans laquelle se produit une saturation en fluides puisse être représentée, comme à la figure 6, par un prisme rectangulaire de 4 km de large et de 2 km d'épaisseur. Pour tenir compte des effets d'induction, on considérera la longueur comme infinie, dans la direction nord-sud parallèle au réservoir. La figure 6 montre que, si la résistivité de la zone diminue d'un seul ordre de grandeur, l'impédance mesurée parallèlement au réservoir varie très peu à la station de Manic ou à la station télémétrique. Cependant, l'impédance mesurée perpendiculairement au réservoir diminue de plus de 50 % à l'emplacement de la station télémétrique, et n'augmente que de quelques points de pourcentage à la station de Manic.

Le modèle montre que, s'il se produit une augmentation de résistivité aux alentours du réservoir, en raison de la fermeture des espaces interstitiels de la roche par le poids des eaux sus-jacentes, ou en raison du remplacement des solutions conductrices par de l'eau pure, on obtient les résultats indiqués à la figure 7. Là aussi, l'impédance mesurée parallèlement au réservoir présente peu de changements. Par contre, l'impédance mesurée perpendiculairement au réservoir augmente de plus de 400 % à proximité de la station télémétrique.

On doit souligner que l'exemple présenté ci-dessus ne vise qu'à donner une idée des variations possibles de l'impédance. Si la zone du réservoir était plus grande et plus profonde, les variations observées à Manic pourraient être plus importantes. D'autres structures peuvent modifier les mesures d'impédance de façon imprévisible.

## RÉSULTATS MAGNÉTOTELLURIQUES

Tandis que cette expérience avait pour but principal l'enregistrement des variations d'impédance en fonction du temps, les résultats magnétotelluriques (MT) obtenus dans les trois stations sismologiques nous donnent aussi l'occasion d'étudier la structure de la croûte terrestre et celle du manteau supérieur. Une interprétation combinée de toutes les données magnétotelluriques obtenues dans la partie nord de la province de Grenville, le long du fleuve St-Laurent, a été présentée par Kurtz (1982). Nous ne discuterons ici que des conclusions sur la structure de la croûte et du manteau, que l'on peut tirer des résultats obtenus à Manicouagan.

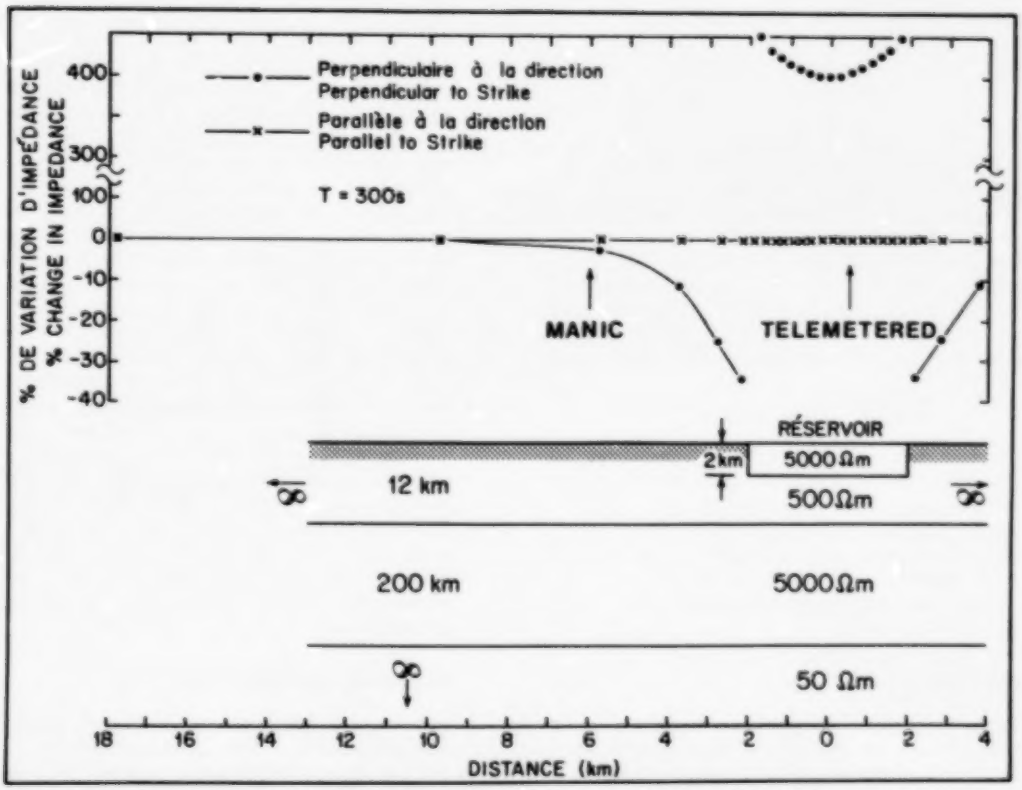


**Figure 7:** **Two-dimensional MT results for the case of the resistivity of the reservoir zone increasing by an order of magnitude.**
**Résultats magnétotelluriques (MT) bidimensionnels, applicables au cas où la résistivité de la zone du réservoir augmente d'un ordre de grandeur.**

Apparent resistivity curves along the major and minor axes of anisotropy are plotted in Figures 8, 9 and 10. The curves in the major directions are quite similar in amplitude and shape as are the phase curves except for the minor axis phase for Outardes which could not be satisfactorily determined. This is because of the poor signal to noise ratio in the electric field along the minor axis of anisotropy at the Outardes station. The low amplitude is likely due to the channelling effect of the narrow north-south valley in which the station is located. All three stations are characterized by 1.5 decades or more separation between their major and minor apparent resistivity curves.

The Manic station was located on the south shore of a small lake in an area in which the surface rocks have been classified as migmatites (Franconi et al. 1975). The major axis of anisotropy is approximately 6° west of geographic north (see Figure 16). There is no obvious geological structure to account for this orientation other than the small lake or the proposed geological contact with charnockitic gneisses several hundred metres to the east. If this unit were more resistive, it would explain the direction and the 1.5 decade separation between the major and minor axis of resistivity. The skew is 0.2 or lower which indicates that the conductivity structures are largely two-dimensional.

Examples of one-dimensional models that have apparent resistivity values that agree with the major curves from Manic are shown in Figure 11. MT data extending over little more than 1 decade do not resolve the structure very well and any number of models will fit the experimental curves. These models indicate that the lower crust and upper mantle have a resistivity of the order of 1000 to 3000 ohm-m. However, a model similar to that proposed by Kurtz and Garland (1976) also fits the data quite well (curve 1, Figure 11). In their model, the bottom of the crust was at 30 km in agreement with Wynn-Edwards' (1972) models. Curve 5 is a model which places the top of the mantle at 41 km as found by Berry and Fuchs (1973). This model also satisfies the apparent resistivity data very well. However, the agreement with the phase is not quite as good. Models may be

On a représenté graphiquement aux figures 8, 9 et 10 les courbes de résistivité apparente le long des axes principal et secondaire d'anisotropie. Dans les principales directions, les courbes sont tout à fait semblables du point de vue configuration et amplitude, de même que les courbes des phases, excepté la phase de l'axe secondaire que l'on n'a pu déterminer de façon satisfaisante pour la station d'Outardes. Dans ce cas, cela est dû à un faible rapport signal-bruit dans le champ électrique le long de l'axe secondaire d'anisotropie. La faible amplitude s'explique probablement par l'effet de canalisation que crée l'étroite vallée de direction nord-sud où se trouve la station. Les trois stations sont toutes caractérisées par une séparation de 1,5 décade au moins entre leurs courbes de résistivité apparente principale et secondaire.

La station de Manic se situait sur la rive sud d'un petit lac, dans un secteur dont les roches superficielles ont été classées comme des migmatites (Franconi et coll. 1975). L'axe principal d'anisotropie se situe à environ 6° à l'ouest du nord géographique (voyez figure 16). Il n'existe pas de structures géologiques évidentes qui permettent d'expliquer cette orientation, autres que le petit lac ou le contact géologique proposé avec des gneiss charnockitiques situés à plusieurs centaines de mètres à l'est. Si cette unité présentait une plus grande résistivité, cela permettrait d'expliquer la direction et la séparation de 1,5 décade entre l'axe de résistivité principal et l'axe secondaire. L'asymétrie est de l'ordre de 0,2 ou inférieure; donc les structures qui engendrent la conductivité seraient largement bidimensionnelles.

La figure 11 donne des exemples de modèles unidimensionnels présentant des valeurs de résistivité apparente concordant avec les principales courbes de Manic. Les données magnétotelluriques (MT) qui se prolongent sur un peu plus d'une dizaine de points d'intervalle ne permettent pas de bien résoudre la structure, et la plupart des modèles concordent avec les courbes expérimentales. Ces modèles indiquent que la partie inférieure de la croûte et la partie supérieure du manteau ont une résistivité de l'ordre de 1 000 à 3 000 ohm-m. Cependant, un modèle semblable à celui proposé par Kurtz et Garland (1976) concorde bien aussi avec les données (courbe 1, figure 11). Dans leur modèle, en situant la base de la croûte à 30 km de profondeur, on observe une concordance satisfaisante avec les modèles de Wynn-Edwards (1972). La courbe 5 est un modèle

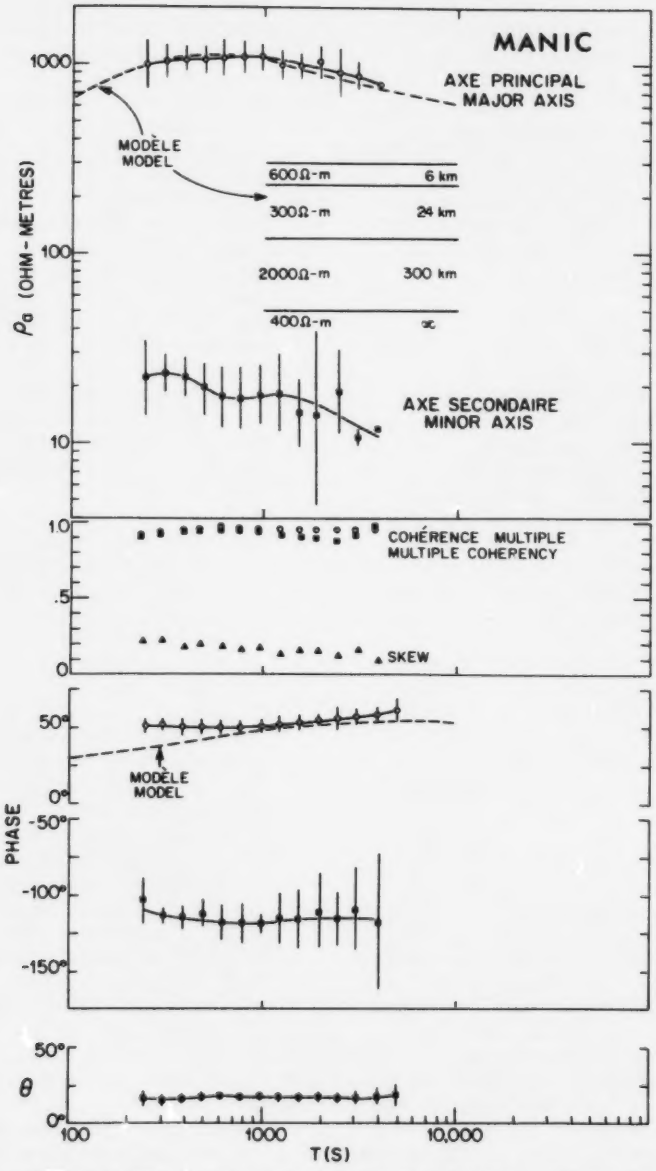


Figure 8: Averaged MT results for the Manic station. Error bars are two standard deviations in length. Results for major axis of anisotropy are given by circles. Results for minor axis of anisotropy are given by squares.
Moyenne des résultats magnétotelluriques (MT) applicables à la station de Manic. Les barres d'erreur ont une longueur équivalente à deux écarts-types. Les résultats correspondant à l'axe principal d'anisotropie sont indiqués par des cercles. Ceux applicables à l'axe secondaire d'anisotropie sont indiqués par des carrés.

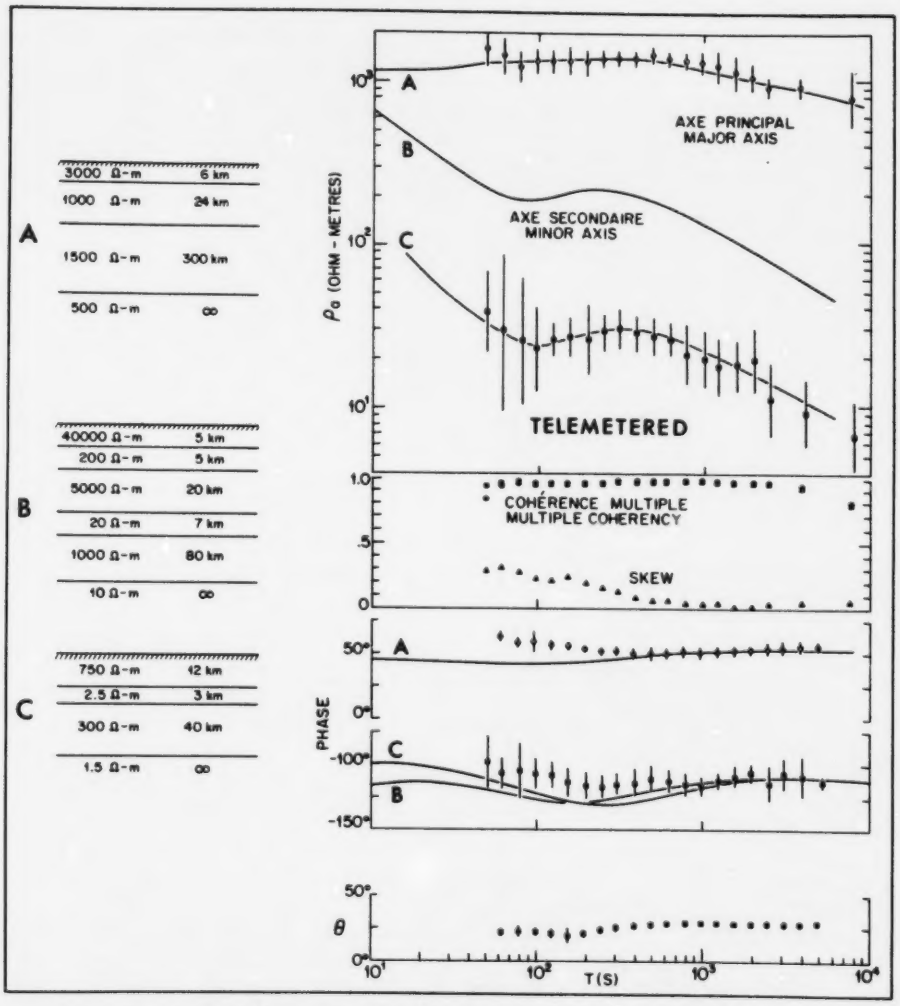


**Figure 9:** **Averaged MT results for the Telemetered station.**
**Moyenne des résultats magnétotelluriques (MT) applicables à la station télémétrique.**

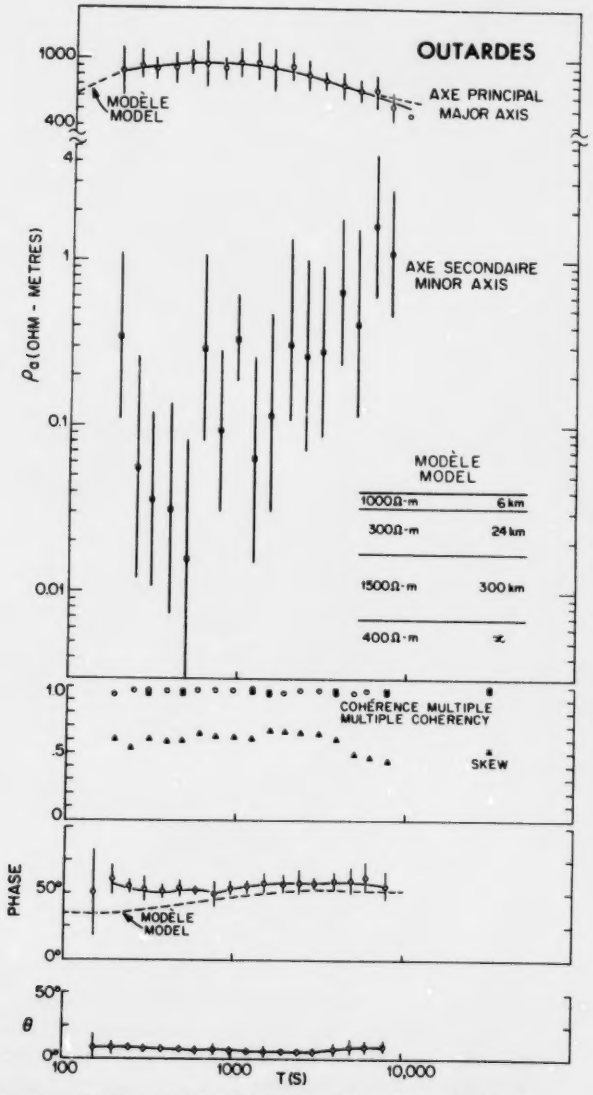


**Figure 10: Averaged MT results for the Outardes station.**
**Moyenne des résultats magnétotelluriques (MT) applicables à la station d'Outardes.**

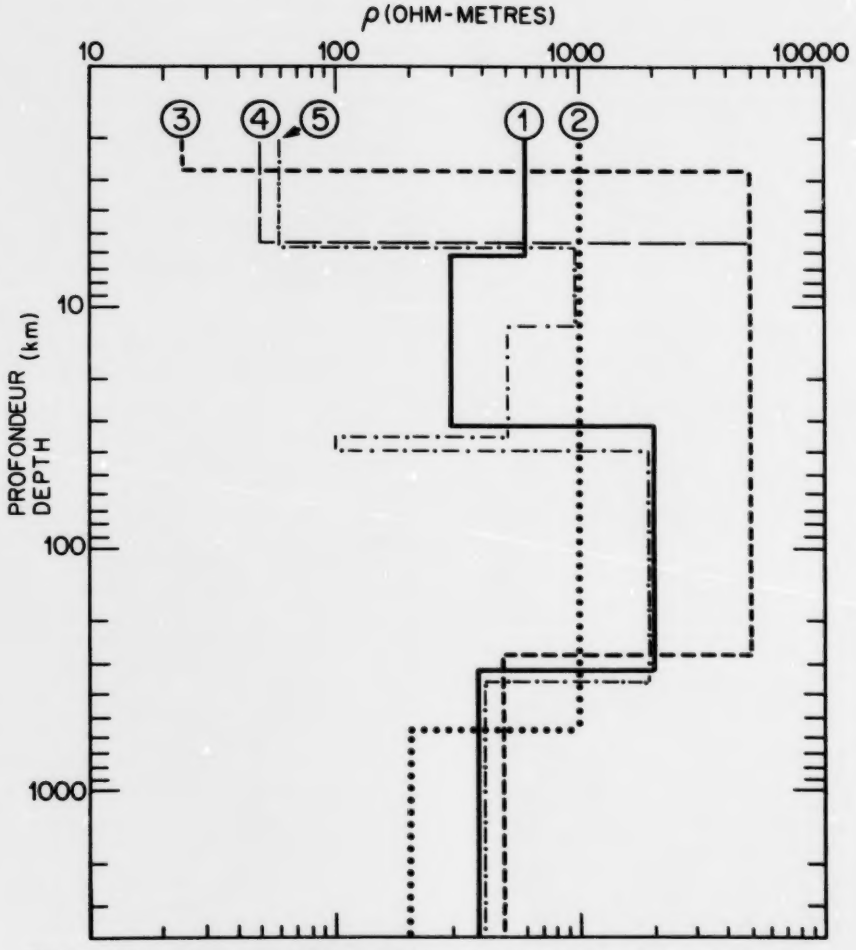


Figure 11: Some possible one-dimensional models which will fit apparent resistivity data from the Manic station.
Modèles unidimensionnels pouvant concorder avec les données de résistivité apparente provenant de la station de Manic.

constructed for the minor curves and these will be discussed at the end of this section.

The Telemetered station is located in a zone of charnockitic gneisses. The major axis of anisotropy is approximately 2° east of geographic north. There is no obvious geological reason for this direction. Indeed the direction of anisotropy is about 45° to the axis of the Manic reservoir at that point. The skew is less than 0.1 for periods longer than 400 seconds, slowly rising to 0.25 or shorter periods. Therefore, the structure appears to be largely two-dimensional with some local complexity superimposed.

An example of a one-dimensional model (A) is shown in Figure 9 which fits the major apparent resistivity curve very well, but is less satisfactory for the phase data. At longer periods the major apparent resistivity curve is similar to Manic with Manic being a bit lower.

The Outardes station was in a gneissic complex. The major axis of anisotropy 16° west of geographic north. This aligns well with the strike of the narrow valley in which the station is located. The apparent resistivity curve for the major axis of anisotropy follows Manic very closely but is slightly smaller in amplitude. As can be observed in Figure 10, the skew is high (0.7) but decreases at longer periods. The impedance along the minor axis of anisotropy is very low and scattered. The one-dimensional model which fits the major resistivity curve is very similar to that for Manic.

## MINOR APPARENT RESISTIVITY AND PHASE CURVES

The minor apparent resistivity and phase curves are similar for Manic and the Telemetered station. The resistivity curves are also similar in shape, but lower in amplitude than the preferred curves of Dowling (1970). Dowling's MT work

plaçant le sommet du manteau à 41 km de profondeur (modèle établi par Berry et Fuchs (1973)). Ce modèle s'accorde également très bien avec les données de résistivité apparente. Cependant, la concordance avec la phase n'est pas tout à fait aussi bonne. On peut construire des modèles applicables aux courbes secondaires, dont on discutera à la fin de ce paragraphe.

La station télémétrique se situe dans une zone de gneiss charnockitiques. Le principal axe d'anisotropie se situe approximativement à 2° à l'est du nord géographique. Il n'existe pas de raisons géologiques évidentes permettant de justifier cette direction. En fait, la direction d'anisotropie fait un angle d'environ 40° par rapport à l'axe du réservoir de Manic en cet endroit. L'asymétrie est inférieure à 0,1 pendant les périodes plus longues que 400 secondes, et s'élève lentement jusqu'à 0,25 pendant les périodes plus courtes. Par conséquent, la structure semble largement bidimensionnelle, quelques éléments complexes s'y superposant localement.

La figure 9 donne un exemple de modèle unidimensionnel (A), qui s'accorde très bien avec la courbe principale de résistivité apparente, mais satisfait moins bien aux données de phase. Pendant les périodes plus longues, la courbe principale de résistivité apparente est semblable à celle de Manic, mais celle de Manic se situe un peu plus bas.

La station d'Outardes était située dans un complexe gneissique. L'axe principal d'anisotropie se trouve à 16° à l'ouest du nord géographique. Il s'aligne bien avec la direction de l'étroite vallée dans laquelle est placée la station. La courbe de résistivité apparente suivant l'axe principal d'anisotropie suit très étroitement celle de Manic, mais a une amplitude légèrement plus faible. Comme on l'observe à la figure 10, l'asymétrie est élevée (0,7), mais diminue pendant les périodes plus longues. Le long de l'axe secondaire d'anisotropie, l'impédance est très faible et diffuse. Le modèle unidimensionnel concordant avec la courbe de résistivité principale est très semblable à celui établi pour Manic.

## COURBES SECONDAIRES DE RÉSISTIVITÉ APPARENTE ET COURBES DE PHASE

Les courbes secondaires de résistivité apparente et les courbes de phase sont semblables dans le cas de Manic et celui de la station télémétrique. Les courbes de résistivité ont aussi une configuration similaire, mais une amplitude plus faible

supported the existence of a conductive lower crust in the Precambrian Wisconsin Arch. The same comparison may be made with the apparent resistivity curve of Connerney and Kuckes (1980) for the Adirondack region, a southeastern extension of the Grenville Province. Their preferred model has a conductive layer of 25 ohm-m approximately 10 km thick laying at the base of a 34 km thick crust. Kurtz (1982) has also found conclusive evidence for a conductive lower crust in the Grenville in the Laurentide highlands north of Quebec City. Van Zijl's (1977) results from deep Schlumberger soundings with electrode spacings up to 1000 km in southern Africa showed the presence of a wide-spread conducting zone in the lower crust having a resistivity of the order of 50 ohm-m or less. He also observed that in this stable craton the first 10 km of the crust had resistivities of the order of 100,000 ohm-m and the intermediate crust down to the conductive zone had an average resistivity of 5000 ohm-m. The conductive zone was underlain by a more resistive zone in the upper mantle. Therefore, it is possible that the minor apparent resistivity curves at Manicouagan are more representative of the true electrical structure.

The minor curves at the Telemetered station were chosen for interpretation since they have the longest period range of information. A layered model (B in Figure 9) was constructed which is consistent with the seismic data and the models suggested in the previous paragraph. Obviously a six layer model cannot be resolved by the two decades of available MT data. The top layer is arbitrarily set at 40,000 ohm-m. For the periods being considered in this study its actual value is of no consequence as long as it is large. The second layer represents the low velocity zone of Berry and Fuchs (1973) which again is not resolved by the data. The third layer, the middle crust, is resistive as suggested by van Zijl (1977a). The fourth layer is the lower crustal high conductivity zone and low velocity zone. Below that is a resistive

que les courbes préférentielles de Dowing (1970). Les travaux magnétotelluriques de Dowing ont apporté d'autres preuves de l'existence dans la croûte d'une couche inférieure conductrice à l'emplacement de l'arche précambrienne du Wisconsin. On peut faire la même comparaison avec la courbe de résistivité apparente établie par Connerney et Kuckes (1980) pour la région des Adirondacks, qui représente une extension vers le sud-est de la province de Grenville. Leur modèle préférentiel comporte une couche conductrice de 25 ohm-m d'environ 10 km d'épaisseur, et située à la base d'une croûte épaisse de 34 km. Kurtz (1982) a aussi trouvé des preuves de l'existence d'une couche conductrice inférieure dans la croûte terrestre, à l'intérieur de la zone de Grenville, dans les hautes-terres Laurentiennes situées au nord de la ville de Québec. Les résultats obtenus par Van Zijl (1977), qui avait effectué des sondages électriques profonds (méthode de Schlumberger), avec électrodes espacées d'au plus 1 000 km en Afrique méridionale, ont démontré la présence d'une vaste zone conductrice dans les niveaux inférieurs de la croûte, présentant une résistivité de l'ordre de 50 ohm-m ou moins. Il a aussi observé que dans ce craton stable, les 10 premiers kilomètres de la croûte avaient une résistivité de l'ordre de 100 000 ohm-m, et que jusqu'à la zone conductrice, la croûte intermédiaire avait une résistivité moyenne de 5 000 ohm-m. Au-dessous de la zone conductrice se trouvait une zone de plus grande résistivité dans le manteau supérieur. Par conséquent, il est possible que les courbes secondaires de résistivité apparente obtenues à Manicouagan soient plus représentatives de la structure électrique vraie.

Pour la station télémétrique, on a choisi les courbes secondaires aux fins d'interprétation, puisqu'elles comportent la plus longue période d'information. On a construit un modèle étagé (B à la figure 9), qui concorde avec les données sismiques et les modèles suggérés dans le paragraphe précédent. De toute évidence, on ne peut résoudre un modèle à six niveaux, avec les données magnétotelluriques disponibles et accumulées pendant deux décennies. On a attribué à la couche supérieure, de façon arbitraire, une valeur de 40 000 ohm-m. Étant donné les périodes considérées dans cette étude, la valeur réelle a peu d'importance à condition qu'elle soit élevée. Le second niveau représente la zone de faible vitesse de propagation des ondes sismiques, telle que décrite par Berry et Fuchs (1973); là aussi, les données n'apportent pas de solution. Le troisième niveau, la croûte moyenne, possède une

upper mantle followed by an increase in conductivity below 120 km.

The apparent resistivity curve for the model B has the correct shape but its values are higher than the observed results. We hesitate to propose a model which makes the crust even more conductive. Indeed, the observed apparent resistivity curve is nearly the same as that of station URD of Beblo and Bjornsson (1980) in Iceland which is on the Atlantic Rift zone. It is also noted that the apparent resistivity curve for the Telemetered station is similar in shape but much lower in amplitude than the averaged curves for Precambrian platforms (Vanyan 1981). Model C in Figure 9 is an example of a layered structure that will reproduce the measured minor apparent resistivity curve. Assuming the crust extends to 40 km, the crustal conductance is 1300S. For the model of Beblo and Bjornsson (1980) the conductance to the depth of 40 km is approximately 1750S. For model B with more realistic depths and conductivities the conductance is 380S, which is more consistent with values found in other stable shield areas.

Is the measured phase along the minor axis consistent with the phase of either of these two models? The model phases, shown in Figure 9, have the correct form but are lower than the measured values especially at the shorter periods. An attempt to generate a model using the inversion programs of Oldenburg (1979) failed because the phase and apparent resistivity values are not compatible, at least not for a horizontally layered interpretation.

Dosso et al. (1980) discussed the behaviour of electric and magnetic field variations at a period of 60 min. for a scaled laboratory analogue model of the eastern coastal region of North America. The results show there is a reduction of the apparent resistivity values for the E-polarization case (minor curves at Manic

certaine résistivité, comme le suggère Van Zijl (1977a). Le quatrième niveau est la zone de conductivité élevée de la croûte inférieure et une zone de faible vitesse de propagation des ondes sismiques. Au-dessous de celles-ci, se trouve un manteau supérieur possédant un certain degré de résistivité, auquel succède à plus de 120 km une couche plus conductrice.

La courbe de résistivité apparente du modèle B a une configuration correcte, mais comporte des valeurs plus élevées que les résultats de l'observation. Nous hésitons à proposer un modèle dans lequel la croûte serait encore plus conductrice. En fait, la courbe observée de résistivité apparente était presque la même que celle donnée par la station URD de Beblo et Bjornsson (1980), en Islande, placée dans la zone de la dorsale médio-atlantique. On a aussi noté qu'à l'emplacement de la station télémétrique, la courbe de résistivité avait une configuration similaire, mais une amplitude beaucoup plus basse que les courbes moyennes établies pour les plates-formes précambriennes (Vanyan 1981). À la figure 9, le modèle C est un exemple de structures étagées, et reproduit la courbe secondaire mesurée de résistivité apparente. En admettant que la croûte se prolonge jusqu'à 40 km, la conductance de la croûte est de 1300S. Dans le modèle de Beblo et Bjornsson (1980), la conductance, jusqu'à la profondeur de 40 km, est d'environ 1750S. Dans le modèle B, si l'on adopte des valeurs plus réalistes de la profondeur et de la conductivité, on obtient une conductance de 380S, qui concorde mieux avec les valeurs observées dans d'autres régions stables du Bouclier.

La phase mesurée le long de l'axe secondaire concorde-t-elle avec celle mesurée dans l'un ou l'autre de ces deux modèles? Les phases correspondant aux modèles, telles qu'indiquées à la figure 9, ont la configuration appropriée mais sont inférieures aux valeurs mesurées, surtout pendant les périodes courtes. On a essayé de créer un modèle en utilisant les programmes d'inversion d'Oldenburg (1979); cette tentative a échoué, car les valeurs de la résistivité apparente et des phases ne sont pas compatibles, du moins pas pour une interprétation basée sur la disposition en couches horizontales.

Dosso et coll. (1980) ont commenté le comportement des variations du champ électrique et du champ magnétique pendant une période de 60 min dans le cas d'un modèle analogique de la côte est de l'Amérique de Nord, modèle réalisé à l'échelle appropriée en laboratoire. Les résultats montrent une réduction des

and Telemetered) for locations near the north shore of the St. Lawrence River. In addition, the enhanced apparent resistivity for the H-polarization (major curves) for the analogue model is observed to extend inland perpendicular to the north shore for distances exceeding 300 km. These facts coupled with the transfer function results may explain the anisotropy observed at the Manic and Telemetered stations. Until more data are acquired it is not possible to say whether the conductor influencing the results in the Manicouagan region is the St. Lawrence River or some other structure closer to the Manic 3 reservoir or some combination of the two. However, the true apparent resistivity curve lies somewhere between the major and minor curves.

## TRANSFER FUNCTIONS

The in-phase and quadrature transfer functions are plotted against period in Figures 12, 13 and 14. Manic and Outardes are nearly identical. This may be due to the use of largely simultaneous data to compute the curves. However, the Telemetered curves are similar to Manic and the data used were not simultaneous. Note that the Telemetered curves go to shorter periods since the digitizing interval was approximately 7.5 seconds. The direction and amplitude of the in-phase transfer functions are shown in Figures 15, 16 and 17 for 1, 5 and 60 min periods. The bars on either side of the arrow represent two standard deviations in azimuth.

At one minute periods the Telemetered station has a large well defined arrow and points to the south-southwest which indicates a current concentration perpendicular to this direction. For 5 minute period variations all three have low amplitude but point in a south-southeast direction. From the geology there is nothing that would explain this orientation except the St. Lawrence River. At 60 minute periods the amplitudes have

valeurs de la résistivité apparente dans le cas de la polarisation-E (courbes secondaires, dans la station de Manic et la station télémétrique), pour des sites proches de la rive nord du fleuve Saint-Laurent. D'autre part, on a observé que dans le modèle analogique, la résistivité apparente était renforcée dans le cas de la polarisation-H (courbes principales), et que ce phénomène était observable à l'intérieur des terres perpendiculairement à la rive nord sur une distance de plus de 300 km. Ces données combinées aux résultats de la fonction de transfert, pourraient expliquer l'anisotropie observée dans la station de Manic et la station télémétrique. Avant d'avoir obtenu davantage de données, on ne peut pas dire si le conducteur qui influence les résultats dans la région de Manicouagan est le fleuve Saint-Laurent, ou toute autre structure plus proche du réservoir Manic 3, ou dans une certaine mesure, les deux à la fois. Cependant, la courbe réelle de résistivité apparente se situe quelque part entre la courbe principale et la courbe secondaire.

## FONCTIONS DE TRANSFERT

Aux figures 12, 13 et 14, on a représenté les fonctions de transfert en phase et en quadrature en fonction de la période. Les courbes correspondant aux stations de Manic et d'Outardes sont presque identiques. La raison pourrait en être l'emploi de données largement simultanées pour établir les courbes. Cependant, les courbes correspondant à la station télémétrique sont semblables à celles de la station de Manic, et les données employées n'étaient pas simultanées. Notez que les courbes de la station télémétrique s'appliquent à des périodes plus courtes, puisque l'intervalle de numérisation était d'environ 7,5 s. La direction et l'amplitude des fonctions de transfert en phase apparaissent aux figures 15, 16 et 17 pour des périodes de 1, 5 et 60 min. Les barres représentées de part et d'autre de la flèche représentent l'équivalent de deux écarts-types de l'azimut.

Pour les périodes d'une minute, la station télémétrique est caractérisée par une grande flèche et des points bien définis au sub sud-ouest, indiquant un regroupement des courants perpendiculairement à cette direction. Quant aux variations sur une période de 5 min, les trois stations sont caractérisées par une faible amplitude, mais une orientation sub sud-est. D'après la géologie, rien ne permet d'expliquer cette orientation, excepté la présence du fleuve

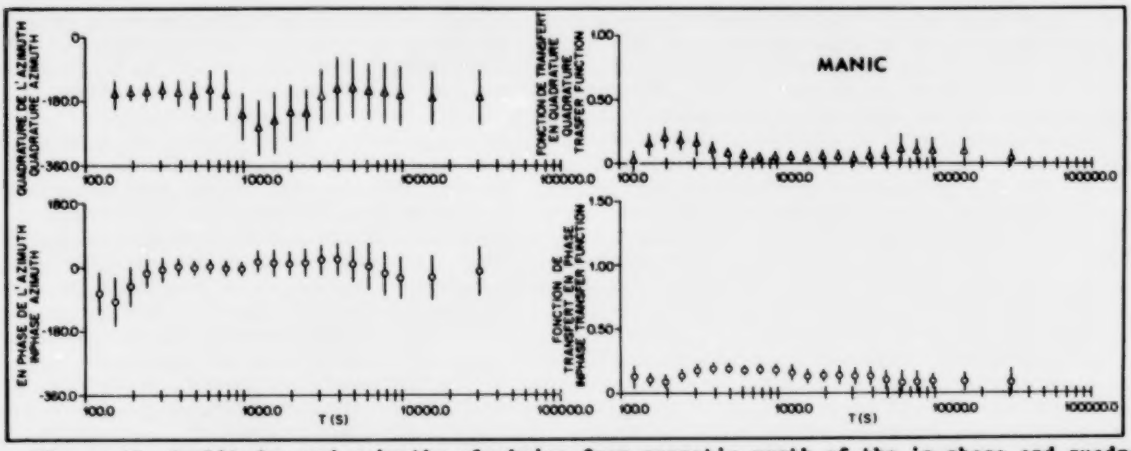


**Figure 12:** Amplitudes and azimuths clockwise from magnetic north of the in-phase and quadrature transfer functions for the Manic station. Error bars are two standard deviations.
Amplitudes et azimuts, mesurés dans le sens dextrogyre à partir du nord magnétique, des fonctions de transfert en phase et en quadrature dans le cas de la station de Manic. Les barres d'erreur ont l'équivalent de deux écarts-types de longueur.

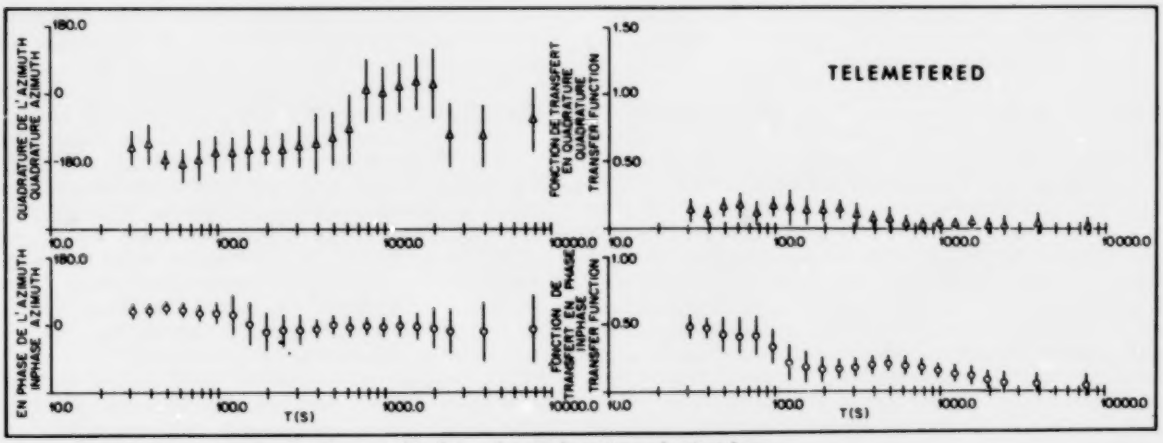


**Figure 13:** Same as Figure 12 for the Telemetered station.
Identique à la figure 12 dans le cas de la station télémétrique.

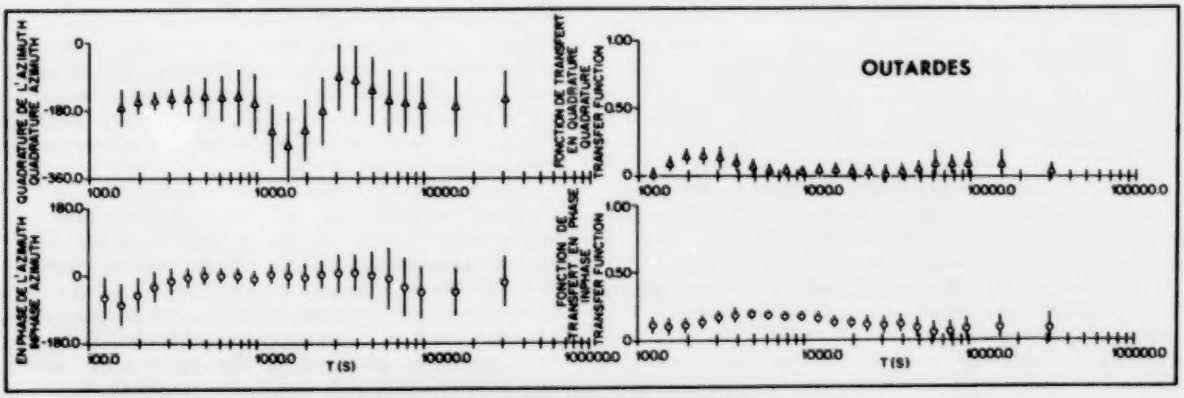


**Figure 14:** Same as Figure 12 for the Outardes station.
Identique à la figure 12 dans le cas de la station d'Outardes.

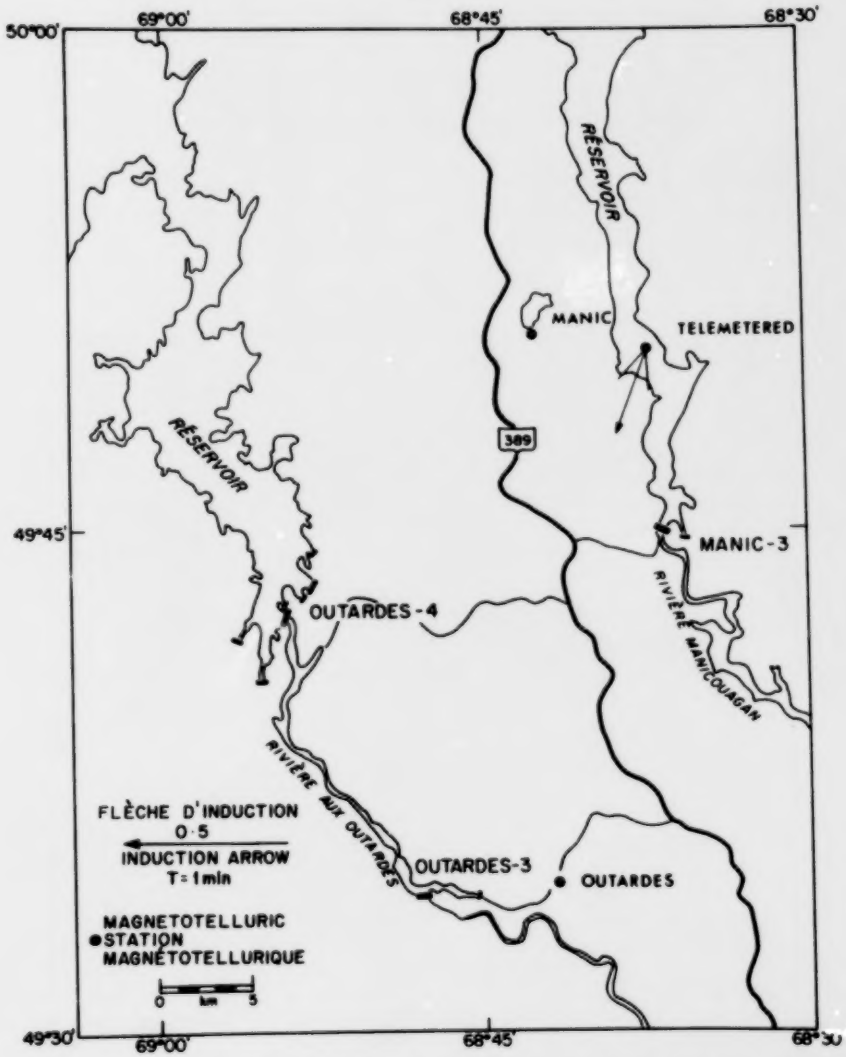


**Figure 15:** Locations of the 3 MT stations. The in-phase induction arrow is plotted for the Telemetered station for one minute period variations.
Emplacement des trois stations magnétotelluriques. La flèche d'induction en phase relative à la station télémétrique est représentée pour des variations d'une durée d'une minute.

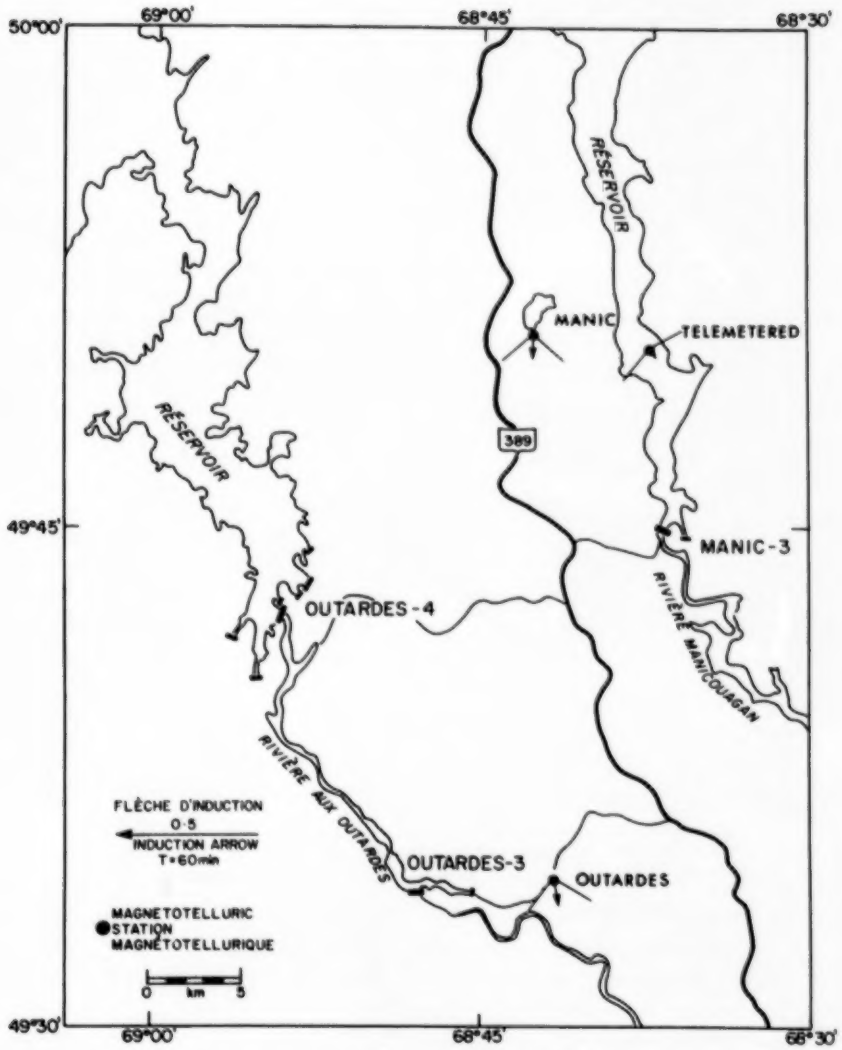


**Figure 16:** **Induction arrows for 5 minute period variations. Two standard deviations are represented by the lines on either side of the arrow. The azimuth of the major axis of anisotropy for all periods is shown by the long dashed line at each station.**
**Flèche d'induction relative à des variations de cinq min. La valeur de deux écarts-types est représentée par les lignes situées de part et d'autre de la flèche. L'azimut du grand axe d'anisotropie applicable à toutes les périodes correspond à la longue ligne en pointillé, pour chaque station.**

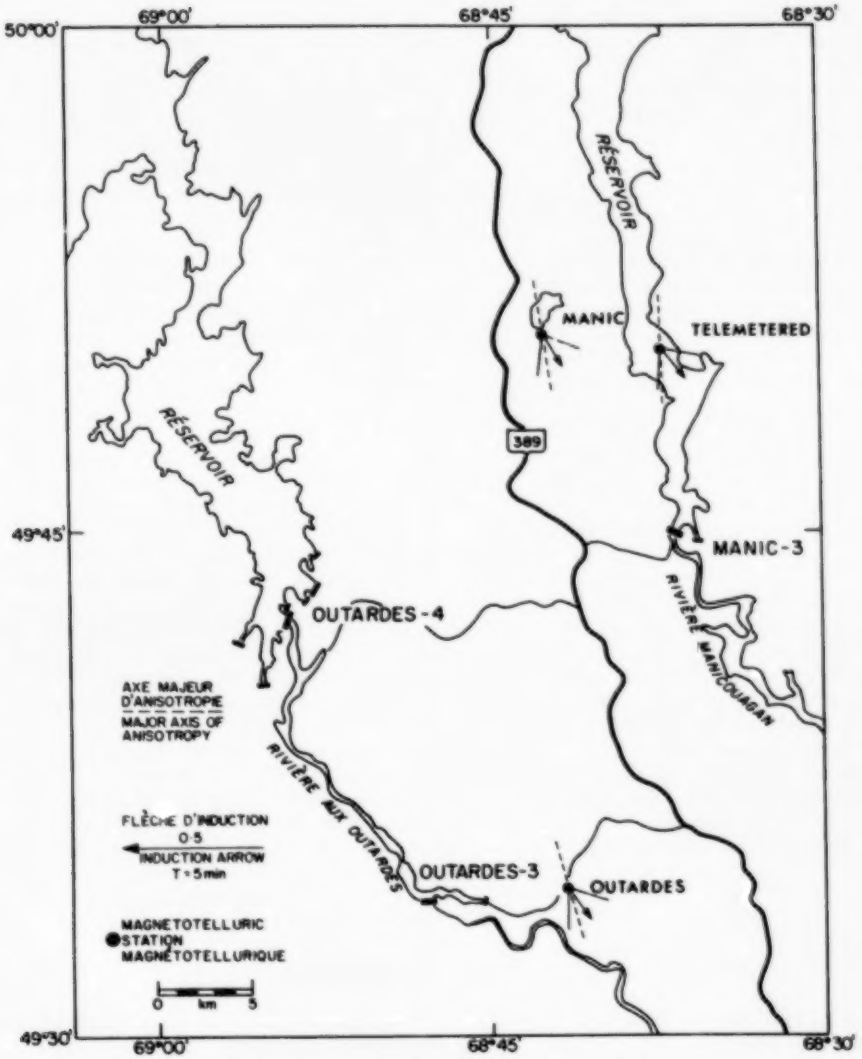


**Figure 17: Induction arrows for 60 minute periods.**
**Flèche d'induction relative à des périodes de 60 min.**

become small and the direction less well defined. At longer periods there are no significant transfer functions.

## CONCLUSIONS

At the time of the installation of the MT stations there was no way of knowing that the magnitude 4.1 earthquake of October 23, 1975 would be the largest of the series. Since then the seismic activity has decreased to very low levels and no significant changes have occurred in the transfer functions, polarization angles or impedance at the Telemetered station. There has been a marginally significant linear increase in amplitude of the impedance at the Manic and Outardes stations at 5 and 10 min periods, the cause of which is undetermined. Perhaps it is due to changing source fields interacting with complex geological structure. It could be caused by changing conditions in the earth itself such as variations in the regional stress field or changes in conductivity brought about by the diffusion of water by the Manic 3 and Outardes-3 reservoirs. In any case, no earthquake was predicted and none occurred.

The MT results presented here will be useful when further soundings are made in the area over broader period ranges. Two-dimensional models are indicated, but more data are needed before satisfactory structures of this kind can be developed. However, the one-dimensional interpretations for the minor impedance curve at the Telemetered station suggest that the data are consistent with a substantial conducting layer at the base of the crust.


## ACKNOWLEDGEMENTS

Hydro-Québec generously provided manpower, machines and lodging. In particular Mr. Pierre Giroux and Mr. Pierre Tassé provided assistance and advice. Flavius Bérubé and Denis Dubois regularly serviced our stations even during the harsh Canadian winters, for which we are grateful.

Mr. R. Groulx, Mr. D.F. Trigg, Mr. E. Berndt, Mr. J.M. DeLaurier,


Saint-Laurent. Pour les périodes de 60 min, les amplitudes deviennent faibles, et la direction moins bien définie. Pour les périodes plus longues, on n'observe pas de fonctions de transfert significatives.

## CONCLUSION

Au moment de l'installation des stations magnétotelluriques (MT), on ne pouvait savoir que le séisme de magnitude 4,1 enregistré le 23 octobre 1976 serait le plus important de la série. Depuis, l'activité sismique a diminué jusqu'à devenir très faible, et aucune modification significative n'est apparue dans les fonctions de transfert, les angles de polarisation ou l'impédance, à l'emplacement de la station télémétrique. Dans les stations d'Outardes et de Manic, pour les périodes de 5 et 10 min, on a observé une légère augmentation linéaire de l'amplitude de l'impédance, augmentation dont la cause n'a pu être déterminée. Il est possible qu'en variant, les champs sources influent sur une structure géologique complexe. Le sol lui-même peut montrer des variations de son champ régional de contraintes, par exemple, ou de sa conductivité, par suite d'écoulements d'eau venant des réservoirs Manic 3 et Outardes-3. De toute façon, aucun séisme n'a été prédit et n'a eu lieu.

Les résultats magnétotelluriques (MT) présentés ici s'avéreront utiles, lorsqu'on aura effectué davantage de sondages dans la région, pendant des périodes plus longues. On a proposé des modèles bidimensionnels, mais on devra disposer de plus de données pour pouvoir élaborer de façon adéquate de telles structures. Toutefois, les interprétations unidimensionnelles concernant la courbe secondaire d'impédance, dans le cas de la station télémétrique, suggèrent que les données s'accordent avec l'existence d'une courbe conductrice importante à la base de la croûte.


## REMERCIEMENTS

L'Hydro-Québec nous a généreusement assistés, avec son personnel, son appareillage et ses possibilités de logement. En particulier MM. Pierre Giroux et Pierre Tassé nous ont offert leur assistance et leurs conseils. Flavius Bérubé et Denis Dubois ont toujours assuré l'approvisionnement et l'entretien de nos stations même pendant les rudes hivers canadiens, ce dont nous leur sommes très reconnaissants.

MM. R. Groulx, D.F. Trigg, E. Berndt, J.M. DeLaurier, K. Whitham,

Dr. K. Whitham, Miss M.C. Fortier and Dr. P.A. Camfield gave valuable assistance during preparation, installation and servicing of the instruments. We thank Dr. P.H. Serson for his guidance and encouragement throughout the experiment.

Mlle M.C. Fortier et M. P.A. Camfield, nous ont grandement aidés pendant la préparation, l'installation et l'entretien des instruments. Nous remercions M. P.H. Serson, des conseils et des encouragements qu'il nous a apportés pendant toute la durée des expériences.

## REFERENCES


Beblo, M. and A. Bjornsson, 1980. A model of electrical resistivity beneath NE-Iceland, correlation with temperature, J. Geophys. 47, p. 184-190.

Berry, M.J. and K. Fuchs, 1973. Crustal structure of the Superior and Grenville provinces of the northeastern Canadian Shield, Bulletin of the Seismological Society of America, 63, p. 1393-1432.

Berry, M.J. and J.A. Mair, 1977. The nature of the earth's crust in Canada, The Earth's Crust, Geophysical Monograph 20, J.G. Heacock (Editor), p. 319-348, American Geophysical Union, Washington.

Buchbinder, G., 1977. Earthquakes in a Québec Hydro development. GEOS, 6, No. 4, p. 6-8.

Connerney, J.E.P. and A.F. Kuckes, 1980. Gradient analysis of geomagnetic fluctuations in the Adirondacks, J. Geophys. Res., 85, p. 2615-2624.

Dosso, H.W., W. Nienaber, J.A. Wright, J.P. Greenhouse and R.C. Bailey, 1980. An analogue model study of electromagnetic induction in the eastern coastal region of North America, Phys. Earth Planet. Int., 23, p. 13-30.

Douglas, R.J.W. (ed.), 1970. Geology and Economic Minerals of Canada, Geological Survey of Canada, Economic Geology Report No. 1.

Dowling, F.L., 1970. Magnetotelluric measurements across the Wisconsin Arch, Journal of Geophysical Research, 75, p. 2683-2698.

Everett, J.E. and R.D. Hyndman, 1967. Geomagnetic variations and electrical conductivity structure in southwestern Australia, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1, p. 24-34.

Fowler, R.A., B.J. Kotick and R.D. Elliott, 1967. Polarization analysis of natural and artificially induced geomagnetic micropulsations, Journal of Geophysical Research, 72. p. 2871-2883.

Franconi, A., K.N.M. Sharma and A.F. Laurin, 1975. Betsiamites (Bersimis) and Moisie Rivers Area, Geological Report-162, Ministère des Richesses Naturelles. Québec.


## RÉFÉRENCES


Beblo, M. et A. Bjornsson, 1980. A model of electrical resistivity beneath NE-Iceland, correlation with temperature, J. Geophys. 47, p. 184-190.

Berry, M.J. et K. Fuchs, 1973. Crustal structure of the Superior and Grenville provinces of the northeastern Canadian Shield, Bulletin of the Seismological Society of America, 63, p. 1393-1432.

Berry, M.J. et J.A. Mair, 1977. The nature of the earth's crust in Canada, The Earth's Crust, Geophysical Monograph 20, J.G. Heacock (éditeur), p. 319-348, American Geophysical Union, Washington.

Buchbinder, G., 1977. Earthquakes in a Québec Hydro development. GEOS, 6, No. 4, p. 6-8.

Connerney, J.E.P. et A.F. Kuckes, 1980. Gradient analysis of geomagnetic fluctuations in the Adirondacks, J. Geophys. Res., 85, p. 2615-2624.

Dosso, H.W., W. Nienaber, J.A. Wright, J.P. Greenhouse et R.C. Bailey, 1980. An analogue model study of electromagnetic induction in the eastern coastal region of North America, Phys. Earth Planet. Int., 23, p. 13-30.

Douglas, R.J.W. (éditeur), 1970. Geology and Economic Minerals of Canada, Geological Survey of Canada, Economic Geology Report No. 1.

Dowling, F.L., 1970. Magnetotelluric measurements across the Wisconsin Arch, Journal of Geophysical Research, 75, p. 2683-2698.

Everett, J.E. et R.D. Hyndman, 1967. Geomagnetic variations and electrical conductivity structure in southwestern Australia, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1, p. 24-34.

Fowler, R.A., B.J. Kotick et R.D. Elliott, 1967. Polarization analysis of natural and artificially induced geomagnetic micropulsations, Journal of Geophysical Research, 72. p. 2871-2883.

Franconi, A., K.N.M. Sharma et A.F. Laurin, 1975. Région des rivières Betsiamites (Bersimis) et Moisie, Rapport Géologique-162, Ministère des Richesses Naturelles, Québec.

Gupta, H.K. and B.K. Rastogi, 1976. Dams and Earthquakes. Developments in Geotechnical Engineering II. Elsevier, Amsterdam, 229 p.

Honkura, Y., 1976. Perturbation of the electric current by a resistivity anomaly and its application to earthquake prediction. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 28, p. 47-57.

Hyndman, R.D. and D.W. Hyndman, 1968. Water saturation and high electrical conductivity in the lower continental crust, Earth and Planetary Science Letters, 4, p. 427-432.

Jordan, T.H. and L.N. Frazer, 1975. Crustal and upper mantle structure from Sp phases, Journal of Geophysical Research, 80, 1504-1518.

Kisslinger, C., 1976. A review of theories of mechanisms of induced seismicity, Engineering Geology, 10, p. 85-98.

Kumarapeli, P.S. and V.A. Saull, 1966. The St. Lawrence Valley System: a North American equivalent of the East African Rift Valley System, Canadian Journal of Earth Sciences, 3, p. 639-658.

Kurtz, R.D., 1982. Magnetotelluric interpretation of crustal and mantle structure in the Grenville Province, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 70, 373-397.

Kurtz, R.D. and G.D. Garland, 1976. Magnetotelluric measurements in Eastern Canada, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 45, p. 321-347.

Leblanc, G. and F. Anglin, 1978. Induced seismicity at the Manicouagan 3 Reservoir, Québec, Bulletin of the Seismological Society of America, 68, p. 1469-1485.

Oldenburg, D.W., 1979. One-dimensional inversion of natural source magnetotelluric observations, Geophysics, 44, p. 1218-1244.

Reddy, I.K., R.J. Phillips, J.H. Whitcomb, D.M. Cole and R.A. Taylor, 1976. Monitoring of time dependent electrical resistivity by magnetotellurics, Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 28, p. 165-178.

Gupta, H.K. et B.K. Rastogi, 1976. Dams and Earthquakes. Developments in Geotechnical Engineering II. Elsevier, Amsterdam, 229 p.

Honkura, Y., 1976. Perturbation of the electric current by a resistivity anomaly and its application to earthquake prediction. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 28, p. 47-57.

Hyndman, R.D. et D.W. Hyndman, 1968. Water saturation and high electrical conductivity in the lower continental crust, Earth and Planetary Science Letters, 4, p. 427-432.

Jordan, T.H. et L.N. Frazer, 1975. Crustal and upper mantle structure from Sp phases, Journal of Geophysical Research, 80, 1504-1518.

Kisslinger, C., 1976. A review of theories of mechanisms of induced seismicity, Engineering Geology, 10, p. 85-98.

Kumarapeli, P.S. et V.A. Saull, 1966. The St. Lawrence Valley System: a North American equivalent of the East African Rift Valley System, Journal canadien des sciences de la terre, 3, p. 639-658.

Kurtz, R.D., 1982. Magnetotelluric interpretation of crustal and mantle structure in the Grenville Province, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 70, 373-397.

Kurtz, R.D. et G.D. Garland, 1976. Magnetotelluric measurements in Eastern Canada, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 45, p. 321-347.

Leblanc, G. et F. Anglin, 1978. Induced seismicity at the Manicouagan 3 Reservoir, Québec, Bulletin of the Seismological Society of America, 68, p. 1469-1485.

Oldenburg, D.W., 1979. One-dimensional inversion of natural source magnetotelluric observations, Geophysics, 44, p. 1218-1244.

Reddy, I.K., R.J. Phillips, J.H. Whitcomb, D.M. Cole et R.A. Taylor, 1976. Monitoring of time dependent electrical resistivity by magnetotellurics, Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 28, p. 165-178.

Rothé, J.P., 1973. A geophysics report, Man Made Lakes: Their Problems and Environmental Effects, Geophysical Monograph, 17, W.C. Ackermann, G.F. White and E.B. Worthington (editors), American Geophysical Union, Washington, D.C., p. 441-454.

Rothé, J.P., 1970. Séismes artificiels, Tectonophysics, 9, p. 215-238.

Simpson, D.W., 1976. Seismicity changes associated with reservoir loading, Engineering Geology, 10, p. 123-150.

Sims, W.E., F.X. Bostick and H.W. Smith, 1971. The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data, Geophysics, 36, p. 938-942.

Trigg, D.F., 1972. An amplifier and filter system for telluric signals, Pub. Earth Phys. Branch, Ottawa, 44, p. 1-5.

Trigg, D.F., P.H. Serson and P.A. Camfield, 1970. A solid state electrical recording magnetometer. Pub. Earth Physics Branch, Ottawa, 41, p. 67-80.

Vanyan, L.L., 1981. Deep geoelectrical models: geological and electromagnetic principles, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 25, p. 273-279.

van Zijl, J.S.V., 1977. Resistivity and continental crust in southern Africa, Nature, 265, No. 5595, p. 614-615.

van Zijl, J.S.V., 1977a. Electrical studies of the deep crust in various tectonic provinces of southern Africa, The Earth's Crust, Geophys. monogr. 20, p. 470-500, ed. Heacock, J.G., Am. Geophys. Un., Washington, D.C.

Wynn-Edwards, H.R., 1972. The Grenville Province, Variations in Tectonic Styles in Canada, Geological Association of Canada, Special Paper 11, p. 263-334.

Rothé, J.P., 1973. A geophysics report, Man Made Lakes: Their Problems and Environmental Effects, Geophysical Monograph, 17, W.C. Ackermann, G.F. White and E.B. Worthington (éditeurs), American Geophysical Union, Washington, D.C., p. 441-454.

Rothé, J.P., 1970. Séismes artificiels, Tectonophysics, 9, p. 215-238.

Simpson, D.W., 1976. Seismicity changes associated with reservoir loading, Engineering Geology, 10, p. 123-150.

Sims, W.E., F.X. Bostick et H.W. Smith, 1971. The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data, Geophysics, 36, p. 938-942.

Trigg, D.F., 1972. An amplifier and filter system for telluric signals, Publications de la Direction de la physique du globe, Ottawa, 44, p. 1-5.

Trigg, D.F., P.H. Serson et P.A. Camfield, 1970. A solid state electrical recording magnetometer. Publications de la Direction de la physique du globe, Ottawa, 41, p. 67-80.

Vanyan, L.L., 1981. Deep geoelectrical models: geological and electromagnetic principles, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 25, p. 273-279.

van Zijl, J.S.V., 1977. Resistivity and continental crust in southern Africa, Nature, 265, p. 614-615.

van Zijl, J.S.V., 1977a. Electrical studies of the deep crust in various tectonic provinces of southern Africa, The Earth's Crust, Geophys. monogr. 20, p. 470-500, Heacock, J.G. (éditeur), Am. Geophys. Un., Washington, D.C.

Wynn-Edwards, H.R., 1972. The Grenville Province, Variations in Tectonic Styles in Canada, Geological Association of Canada, Special Paper 11, p. 263-334.